Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins

(GRAUBÜNDEN)

I. Petrographische Untersuchungen in der Nunagruppe (Unter-Engadin) mit besonderer Berücksichtigung der Mylonitzonen

II. Tektonik des schweizerischen Anteils des Silvrettakristallins

---

INAUGURAL-DISSERTATION

ZUR

ERLANGUNG DER PHILOSOPHISCHEN DOKTORWÜRDE

VORGELEGT DER

MATHEMATISCH-NATURWISSENSCHAFTLICHEN ABTEILUNG

DER PHILOSOPHISCHEN FAKULTÄT

DER UNIVERSITÄT BASEL

VON

EDUARD WENK

BASEL

ZÜRICH 1934

Diss.-Druckerei A.-G. Gebr. Leemann & Co.

Stockerstr. 64.

Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins

(GRAUBÜNDEN)

I. Petrographische Untersuchungen in der Nunagruppe (Unter-Engadin) mit besonderer Berücksichtigung der Mylonitzonen

II. Tektonik des schweizerischen Anteils des Silvrettakristallins

---

INAUGURAL-DISSERTATION

ZUR

ERLANGUNG DER PHILOSOPHISCHEN DOKTORWÜRDE

VORGELEGT DER

MATHEMATISCH-NATURWISSENSCHAFTLICHEN ABTEILUNG

DER PHILOSOPHISCHEN FAKULTÄT

DER UNIVERSITÄT BASEL

VON

EDUARD WENK

BASEL

ZÜRICH 1934

Diss.-Druckerei A.-G. Gebr. Leemann & Co.

Stockerstr. 64.

Separatabdruck aus Schweizerische Mineralogische
und Petrographische Mitteilungen, Band XIV, Heft 1, 1934

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

Genehmigt von der mathematisch-naturwissenschaftlichen Abteilung der philosophischen Fakultät auf Antrag der

Herren Professoren M. REINHARD und A. BUXTORF

Basel, den 21. November 1933

Prof. M. REINHARD
Dekan

Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins

Von *Ed. Wenk* in Basel

INHALTSVERZEICHNIS

Seite

Vorwort 197

I. Petrographische Untersuchungen in der Nunagruppe (Unterengadin) mit besonderer Berücksichtigung der Mylonitzonen

Einleitung 198
Vorbemerkungen 200
A. Die voralpine Fazies der Silvrettagneise 201
1. Amphibolite 202
2. Paragneise 203
3. Orthogneise 205
4. Mischgneise 207
Bemerkungen zur Genese der „Mönchalpgranitgneise“ . . . 209
5. Karbonatgesteine 217
6. Diabase 218
B. Die alpin-tektonische Fazies der Silvrettagneise
1. Einführung 218
2. Mineralogisch-petrographische Beschreibung von Mylonitserien . 221
a) Augengneismylonite des Pra Putèr 221
b) Augengneismylonite vom Magnacun 227
c) Mylonite von Lagen- und Adergneisen des Macun . . . 229
d) Paragneismylonite 231
e) Mylonitische Amphibolite 232
3. Diskussion der Vorgänge bei der Mylonitisierung
a) Allgemeines 233
b) Umwandlungen der Gefügeelemente 234
c) Umwandlungen des Gesteinsgefüges 241
d) Regelung und Regelungsmechanismus 242
4. Geologische Bedeutung der Mylonitzonen 250
Anhang: Bemerkungen zu den Plagioklasbestimmungen mit Hilfe des Drehtisches 251

II. Tektonik des schweizerischen Anteils des Silvrettakristallins

A. Die tektonische Stellung der Silvrettadecke im Alpenbau . . . 257
B. Die Bausteine der Silvretta und ihr relatives Alter 258
C. Der Verlauf der Gesteinszonen 259

Seite

D. Diskussion der tektonischen Grundzüge
1. Voralpine Tektonik 260
a) Steilachsiger Faltenbau 261
b) Intrusionsbau und zeitliche Beziehungen zwischen Intrusion und Faltung 263
2. Alpine Tektonik
Der Schuppenbau der Nunagruppe 266
E. Wurzelfrage 273
Literaturverzeichnis 276

VORWORT

Die vorliegende Arbeit bildet ein Glied in der Kette der Silvrettaarbeiten, die unter Leitung von Prof. M. REINHARD vom Mineralogischen Institut der Universität Basel aus durchgeführt worden sind. Der auf Schweizergebiet liegende Teil des Silvrettakristallins ist jetzt einheitlich im Maßstabe 1: 25 000 kartiert und petrographisch untersucht. Erschienen sind bis heute regional geologische und petrographische Beschreibungen der Flüela- (42), Vadret- (35) und Keschgruppe (7), und petrographische Studien über die Diabasgänge (6), die Gangmylonite (8) und die Andalusit- und Disthenvorkommen (36) der Silvretta. Weitere Publikationen über die zentrale Silvrettagruppe, die im Auftrage der Geologischen Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft von SPAENHAUER und BEARTH aufgenommen wurde, stehen in Aussicht. Die bearbeiteten Atlasblätter der Geologischen Karte der Schweiz werden nächstens von der Geologischen Kommission herausgegeben werden. In relativ kurzer Zeit (1924—1933) ist so die geologische und petrographische Erforschung des Kristallins der schweizerischen Silvretta konsequent durchgeführt worden.

Die von STRECKEISEN, SPAENHAUER und BEARTH beschriebenen Gesteinszonen streichen alle in mein spezielles Arbeitsgebiet, in die Nunagruppe hinein, die gewissermassen den Brennpunkt der Silvretta bildet. Petrographisch war deshalb von vornherein nicht viel Neues zu erwarten. Da eine Doppelbeschreibung vermieden werden soll, wird der allgemein petrographische Teil dieser Arbeit kurz gehalten. Dagegen regte die eigenartige Stellung der Nunagruppe zu einem eingehenden Studium der Tektonik und der tektonischen Fazies der Gesteine an. Die tektonische Stellung der Silvrettadecke im Alpenbau ist schon lange klar gestellt worden; die Innentektonik ist aber immer noch nicht entschleiert. Da mir als jüngstem Bearbeiter der Silvretta die Aufnahmen von STRECKEISEN, SPAENHAUER und BEARTH zur Verfügung stehen, wurde versucht, von der Nunagruppe ausgehend, den Innenbau der ganzen Silvretta übersichtlich darzustellen und — soweit das möglich ist — zu interpretieren.

Durch diese Problemstellung war die Zweiteilung der vorliegenden Arbeit gegeben: Der erste Teil befasst sich hauptsächlich mit den Myloniten der Nunagruppe, während im zweiten Teil die Tektonik des gesamten, auf Schweizergebiet liegenden Silvrettakristallins analysiert wird.

STRECKEISEN, SPAENHAUER und BEARTH überliessen mir nicht nur ihre Feldaufnahmen und Schliffe zur freien Benützung, sondern ich erhielt von ihnen auch viele mündliche Auskünfte. Dafür und für die Kameradschaft in den

Bündnerbergen wie im Institut möchte ich meinen Kollegen und Freunden aus der Silvretta herzlichen Dank aussprechen.

Neue Gesichtspunkte erhielt ich bei einem mehrwöchigen Aufenthalt im Mineralogischen Institut der Universität Innsbruck. Gerne denke ich an die liebenswürdige Einführung in die Gefügenanalyse durch Herrn Prof. B. SANDER. Die vorliegende Arbeit ist durch diesen Innsbrucker Aufenthalt und durch die Einarbeitung in SANDER'sche Gedankengänge merklich beeinflußt worden.

Herzlichen Dank schulde ich aber vor allem meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. M. REINHARD, für die gründliche Einführung in die Arbeitsmethoden und für wertvolle Hilfe und Ratschläge bei den Feldaufnahmen und bei der Ausarbeitung im Institut.

Wertvolle Anregungen erhielt ich auch in Vorlesungen und auf Exkursionen der Herren Prof. A. BUXTORF, Prof. H. PREISWERK, Dr. W. HOTZ und Dr. J. CADISCH.

Die grundlegenden geologischen Aufnahmen und petrographischen Aufsammlungen wurden nach orientierenden Begehungen im Juli/August 1930 hauptsächlich in den Semesterferien 1931 und 1932 ausgeführt. Die beiden ersten, schneereichen Sommer waren für eine Geologenkampagne denkbar ungeeignet. Umsomehr genoss man dann die wolkenlosen Augusttage 1932. Der Alpengeologe betreibt seine Wissenschaft nicht nur aus Freude am Fach, sondern auch aus Liebe zu den Bergen. So verbinden mich unvergessliche Erinnerungen mit meinen Sommerkampagnen. Ich denke hier vor allem an das romantische Zeltlager im seenbedeckten Macun und an herbstklare Aussichten über die ganze Gipfelflur der Ostalpen, daneben aber auch an feiertägliche Zusammenkünfte und Kletterfahrten der Silvrettapetrographen, sowie an gemütliche Abende im Malerkreise von Suren.

I. Petrographische Untersuchungen in der Nunagruppe (Unterengadin) mit besonderer Berücksichtigung der Mylonitzonen

(siehe dazu Tafel I und II)

Einleitung

Als Nunagruppe wird die Gebirgsgruppe bezeichnet, die bei Zernez den Abschluss des Oberengadins bildet, und damit als Riegel zwischen Ober- und Unterengadin steht. Sie liegt im rechten Winkel des Innknies von Süs. Die orographische Begrenzung ist ausgezeichnet und durchwegs durch natürliche Grenzen gegeben. Gegen Westen und Norden wird sie vom Inn gebildet, im Osten von Val Sampuoir und im Süden von Val Laschadura und dem Spöl.

Den Namen hat die Nunagruppe von ihrem Kulminationspunkt, dem in der Südostecke gelegenen P. Nuna, erhalten. Das eigentliche Zentrum der Gruppe bildet aber das hufeisenförmig von Bergen umgebene Kar des Macun. Die Gipfel der Nunagruppe (P. Mezdi, P. d'Arpiglias, P. Sursassa, Munt Baselgia, Pizzi Lais, P. Nuna) sind wundervolle Aussichtsberge, was sie vor allem ihrer Lage im Schnitt-

punkt der Linien Oberengadin-Unterengadin und Ofenpass-Flüelapass verdanken und auch der Isolierung durch das tiefeingeschnittene Inn- und Spöltal.

Im topographischen Atlas der Schweiz ist die Nunagruppe dargestellt auf den Blättern Zernez (424) und Ardez (420). Blatt Zernez ist eine ausgezeichnete photogrammetrisch aufgenommene Karte.

Die orographisch gut abgegrenzte Nunagruppe bildet auch geologisch ein einheitliches Massiv; sie wird von den kristallinen Schiefern der Silvretta aufgebaut und bildet das einzige auf der rechten Talseite des Engadins gelegene Teilstück der Silvrettadecke. Die Verbindung mit dem Kristallin der eigentlichen Silvretta ist von Zernez bis nach Giarsun nur durch quartäre Ablagerungen oberflächlich verdeckt. Im Südosten (Val Laschadura - Forcletta Gronda - Plan Surröven - Pra Putèr) stossen die kristallinen Schiefer der Nunagruppe direkt an die Unterengadiner Dolomiten. Im Nordosten bildet der Rand des Unterengadiner Fensters längs der Linie Alp Sampuoir-Alp Sursass - Suren - Magnacun die geologische Grenze.

Der südöstliche Teil der Nunagruppe ist schon von Spitz und Dyhrenfurth (38) kartiert und in der Monographie der Unterengadiner Dolomiten beschrieben worden. Diese Karte im Masstabe 1 : 50 000 gibt im allgemeinen ein gutes Bild von den geologischen Verhältnissen; die Details sind zwar oft falsch oder verzeichnet. Wenn man aber die Riesenarbeit berücksichtigt, die die Autoren in sechs Jahren geleistet haben, und wenn man bedenkt, dass sie sich vorwiegend für Sedimente interessierten, so muss ihre Darstellung als sehr verständnisvolle Arbeit betrachtet werden.

Unsere Aufnahmen im Masstabe 1 : 25 000 bilden keine Revision oder Korrektur der Spitz- und Dyhrenfurth'schen Karte; es war eine vollständige Neuaufnahme nötig. Wegleitend für die Kartierung der schweizerischen Silvretta durch die Basler Petrographen war vor allem die Einheitlichkeit der Darstellung. Verschiedene Gebiete lassen verschiedene Probleme in den Vordergrund treten, und verschiedene Bearbeiter können manchmal in guten Treuen — z. B. bei der Ausscheidung der Mischgneise, oder bei der Kartierung eng wechsellagernder Amphibolit- und Paragneiszonen — verschiedener Ansicht sein. Die geologische Detailkarte sollte aber durch solche lokale Verhältnisse oder durch persönliche Auffassungen möglichst wenig beeinflusst werden. Die jetzt vollendete Kartierung der Silvretta will nicht als Sammlung von Lokaldarstellungen aufgefasst werden, sondern sie möchte von regionalem Interesse sein. Erst durch Übersicht grösserer, gleichmässig behandelter Komplexe können

Schlüsse gezogen werden. Aus diesen Überlegungen ergab sich die Notwendigkeit einer vollständigen Neuaufnahme der Nunagruppe im Rahmen der schon von STRECKEISEN, SPAENHAUER und BEARTH begonnenen Untersuchungen in der Silvretta und unter Benützung deren Ergebnisse und Erfahrungen.

Zuerst wurden unter kundiger Führung Exkursionen in das Arbeitsgebiet von SPAENHAUER ausgeführt; daran anschliessend konnte mit der Kartierung der Nunagruppe, von Süs ausgehend, begonnen werden. Mit der Arbeit wurde also im nordwestlichen Teil angefangen, der von SPITZ und DYHRENFURTH nicht kartiert wurde. Anfangs wurde vor allem darnach getrachtet, durch Kartierung der rechten Talseite von Zernez bis Süs den Anschluss an die fertige Karte von SPAENHAUER herzustellen. Dann wurde, von Suren und einer Zeltbasis im Macun ausgehend, der übrige Teil der Gruppe bearbeitet. Die tektonischen Komplikationen steigern sich gegen SE zu. Viele Stellen konnten erst nach mehrmaliger Begehung verstanden werden.

Es wurden über 500 Handstücke geschlagen, wovon 250 geschliffen wurden. Ausserdem standen mir aus den übrigen Teilen der Silvretta über 1300 Schliffe von STRECKEISEN, SPAENHAUER und BEARTH als Vergleichsmaterial zur Verfügung.

Vorbemerkungen

Die Zonen kristalliner Schiefer der schweizerischen Silvretta konvergieren gegen die Nunagruppe zu. Die Feldaufnahmen zeigten, dass am Aufbau unseres speziellen Arbeitsgebietes fast ausschliesslich die schon von STRECKEISEN, SPAENHAUER und BEARTH beschriebenen Gesteinszonen beteiligt sind. Es war darum petrographisch nicht viel Neues zu erwarten. Von den schon beschriebenen Gesteinen ergaben sich nur beim sog. Mönchalpgranitgneis neue Tatsachen, die zu einer abweichenden Interpretation führten. Im übrigen konnten die Ergebnisse der genannten Autoren nur bestätigt werden und sollen in den ersten Abschnitten zusammengefasst werden. Um lästige Zitate zu vermeiden, sei von vornherein für die Para- und Orthogneise, sowie deren Mischprodukte auf STRECKEISEN verwiesen (42), für die Amphibolite auf SPAENHAUER (35) und für die Diabase auf BEARTH (6). Auch die genetischen Probleme sind von den genannten Petrographen eingehend diskutiert worden. Viele Fragen stellten sich allerdings erst im Verlaufe der Arbeiten und verlangen zu ihrer Abklärung neue, planmässige Untersuchungen unter Verwertung der gesammelten Erfahrungen.

Ein derartiges Problem, das sich eigentlich erst nach der Kartierung und Kenntnis unseres Arbeitsgebietes ergab, und für dessen Behandlung die Nunagruppe infolge ihrer eigenartigen tektonischen Lage besonders geeignet zu sein schien, bilden die Mylonite. Mylonitisiert sind in der Silvretta Orthogneise, Paragneise und Amphibolite, manchmal auch Diabase. Durch Kombination von petrographischen und geologischen Untersuchungen konnte nachgewiesen werden, dass die Mylonite eine sekundäre, postdiabasische Gesteinsfazies darstellen und dass sie wahrscheinlich alpinen Alters sind. Während in den oben angeführten Arbeiten die „Primärfazies" der Silvrettagneise behandelt wurde, soll hier das Hauptinteresse der sekundären tektonischen Fazies gewidmet werden.

A. Die voralpine Fazies der Silvrettagneise

In diesem Abschnitt sollen die Amphibolite, Para-, Ortho- und Mischgneise besprochen werden, wie sie bei der Intrusion der Diabasgänge vorlagen. Die Silvrettagneise waren zur Zeit der Diabasintrusion bereits polymetamorph. Von diesen praediabasischen Metamorphosen konnte bis jetzt nur die jüngste, die durch die Orthogneisintrusion bedingte Injektionsmetamorphose, analysiert werden. Die Entstehungsgeschichte der Amphibolite und Paragneise hingegen konnte noch nicht rekonstruiert werden, da die Ursprungsgesteine und Übergangsgesteine grösstenteils nicht mehr vorhanden sind. Jüngere Metamorphosen haben jeweils ältere Züge überprägt und verwischt.

Die geologische Karte der Nunagruppe (Tafel 2) und diejenige des Silvrettakristallins (Tafel 3) erwecken vielleicht den Eindruck, dass mächtige, einheitliche und gut abgegrenzte Gesteinszonen vorliegen, und die folgende, auf einige Standardtypen beschränkte petrographische Beschreibung, könnte dafür sprechen, dass die einzelnen Gneiszonen eine konstante Zusammensetzung haben und sehr wenig differenziert sind. Dies ist aber nicht der Fall: Lagenweiser Wechsel und ausgezeichnete Bänderung sind im Gegenteil ein Charakteristikum der Amphibolite, Paragneise und Mischgneise. Abgesehen von einigen einheitlichen Amphibolitstöcken wechsellagern stets Meter und Millimeter mächtige, den S-Flächen parallele Lagen von verschiedener mineralogischer Zusammensetzung. Es ist ein schwieriges Problem, und zugleich ein Hauptproblem der Polymetamorphose der Silvretta, herauszufinden, wieviel von diesem Lagenbau auf ursprünglich sedimentäre Wechsellagerung, wieviel auf Mischung von Ortho- und Paramaterial und wieviel auf metamorphe Differentiation (12)

eines ursprünglich einheitlichen Gesteins, also auf Stoffmobilisationen innerhalb des Gesteins, zurückzuführen ist. Diese Fragen werden hier nicht näher diskutiert; es muss aber darauf hingewiesen werden, dass weder die geologische Karte noch die petrographische Beschreibung dieser Inhomogenität der alten Silvrettagneise gebührend Rechnung tragen kann. Im folgenden werden nur die typischsten Gesteine angeführt.

1. AMPHIBOLITE

Amphibolite sind Charaktergesteine der Silvretta. Sie bilden etwa 20 % des anstehenden Gesteins. In dieser Verbreitung dürften sie sonst in den Alpen kaum anzutreffen sein. Auf der geologischen Karte der Silvretta sind es vor allem die Amphibolite, die das tektonische Bild gliedern und dem Auge verständlich machen. Amphibolite sind auch sonst für den Feldgeologen wichtige Leitgesteine, weil sie auf dem Terrain leicht erkennbar und gut abgrenzbar sind, im Gegensatz zu den Para-, Misch- und Orthogneisen, deren Gliederung grosse Schwierigkeiten bietet und oft willkürlich durchgeführt werden muss.

Umso schwieriger ist aber die Deutung der Amphibolite für den Petrographen. Es ist in der Silvretta noch nicht gelungen, das Einteilungsprinzip in Ortho- und Paragesteine auf die Amphibolite auszudehnen. SPAENHAUER hat diese genetische Frage unter Berücksichtigung der geologischen Lagerungsverhältnisse, des Chemismus, des Mineralbestandes und der Strukturen der Silvrettaamphibolite eingehend diskutiert. Er konnte sichere Orthoamphibolite nachweisen und wahrscheinliche Paraamphibolite vermuten. Die Herkunft vieler Typen ist aber fraglich. Viele Kriterien versagen; so kann der für die Pischazone typische, lagenweise Wechsel von Amphiboliten und Paragneisen sowohl als ursprünglich sedimentäre Schichtfolge von Tonen und Mergeln, als auch als Wechsellagerung von Tonen und Ophioliten gedeutet werden.

In der Nunagruppe fehlen Gabbrogesteine, wie sie SPAENHAUER in der Sursuragruppe gefunden hat. Sichere Orthogesteine dürften nur die Eklogitamphibolite des P. Nuna sein. Weitaus am häufigsten sind Plagioklasamphibolite.

1. Plagioklasamphibolite

Dunkelgrüne, schiefrige Gesteine.

Hauptgemengteile: Plagioklas: 40—50 Vol.%, Hornblende: 50—60 %.

Nebengemengteile: Quarz, Biotit, Epidot, Orthit, Zirkon, Apatit, Titanit, Ilmenit, Rutil.

2. Granatamphibolite

Granat führende Amphibolite bilden Lager und Linsen in den Plagioklasamphibolitzonen. Sie unterscheiden sich von den normalen Plagioklasamphiboliten nur durch das Auftreten von durchschnittlich 0,2—1 cm durchmessendem Granat als Hauptgemengteil.

3. Epidotamphibolite

Diese gelbgrün und dunkelgrün gebänderten Gesteine bilden Einlagerungen in den gewöhnlichen Feldspatamphiboliten. Hauptgemengteile sind nur Epidot und Hornblende; Plagioklas kann vollständig fehlen.

4. Biotitamphibolite

Diese Typen können ebenfalls durch das Auftreten von Biotit als Hauptgemengteil aus Plagioklasamphiboliten hervorgehen, sie sind auch geologisch mit denselben verbunden. Manchmal liegt eine Biotitisierung der Hornblende vor. Der von Spaenhauer beschriebene, quarzreiche Biotitamphibolit des P. del Ras ist in der Nunagruppe im Lavinèr d'Arpiglias typisch vertreten; am Mezdi geht dieses hornblendegneisartige Gestein aber in Granat-, Epidot- und Plagioklasamphibolite über.

5. Eklogitamphibolite

Gesteine mit dichter, hell- bis dunkelgrüner Grundmasse und vielen roten Granaten (bis 5 mm gross). Mikrodiablastisches Gewebe von Hornblende und Plagioklas.

Hauptgemengteile: Granat: 20—25%, Hornblende und Plagioklas: 70—75 %.

Nebengemengteile: Quarz: 0—5%, Biotit: 0—5%, Titanit, Rutil, Ilmenit.

2. PARAGNEISE

Sedimentgneise, die keinerlei magmatische Beeinflussung erlitten haben, sind in der Silvretta wohl nur noch in der mächtigen Pischazone anzutreffen. In den übrigen Zonen sind sie mehr oder weniger mit Orthomaterial vermischt, oder doch zum mindesten unter dem Einfluss der Orthogneisintrusion differenziert worden, wie Spaenhauer in einer neueren Arbeit (36) gezeigt hat.

Die Paragneise der Pischazone sind am Aufbau der nördlichen Teile der Nunagruppe beteiligt. Zwischen Süs und Suren ist eine enge Wechselfolge von Amphiboliten und Paragneisen vorhanden. Diese nördlichen Paragneise bestehen aus eintönigen Biotitschiefergneisen. In den südwestlichen Teilen der Nunagruppe bilden die Paragneise zwar nur schmale Zonen, sie sind petrographisch aber viel

mannigfaltiger als die Gesteine der Pischazone. Es finden sich Granat und Staurolith führende Gneise, sowie hornfelsartige Typen. Granatglimmergneise bilden stets nur schmale Bänder in der Nähe von Orthogneisen und in den Amphiboliten. Oft kann ein normales Profil Orthogneis - Granatglimmergneis - hornfelsartiger Paragneis - Amphibolit beobachtet werden. Die gesamte Mächtigkeit der zwischen grossen Orthogneis- und Amphibolitmassen liegenden Paragneise übersteigt dabei selten 25 m. Ein derartiges Paragneisband zieht von der Clüs her gegen die Sandögna und lässt sich durch die Basis des Mezdi hindurch bis Val Zeznina verfolgen. Da solche schmale, aber mehrere Kilometer durchziehende Zonen in der Silvretta sonst sehr selten sind, und da der Übergang der Paragneise in die Amphibolite allmählich geschieht, legt der geologische Befund die Vermutung nahe, es handle sich hier um Kontaktwirkung der Orthogneise an den Amphiboliten. Genaue mikroskopische und chemische Untersuchungen sollten diese Frage noch abklären. Die Tektonik und die Metamorphose der Paragneise ist älter als die Intrusion der Orthogneise. Bei der Intrusion wurden die Paragneise injiziert und assimiliert. Die so entstandenen Mischtypen sollen im Anschluss an die Orthogneise beschrieben werden. Im Folgenden werden nur diejenigen Paragneise angeführt, die von der Intrusion nicht beeinflusst wurden.

1. Biotitschiefergneise
   Biotitreiche, gut geschieferte Gesteine, rostig anwitternd.
   Hauptgemengteile: Quarz: 30—40 Vol.%, Plagioklas: 30—50%, Biotit: 15—25 %, Muskowit: 0—10 %.
   Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, schwarzes Erz, Granat.
2. Tonerdesilikatreiche Gneise
   Grosse Granate und Staurolithe führende Gneise mit silberglänzendem Hauptbruch (Muskowit).
   Hauptgemengteile: Quarz: 10—40 Vol.%, Plagioklas: 20—40%, Biotit: 5—20 %, Muskowit: 10—20 %, Granat: 5—20%, Staurolith + Disthen: 5—30%.
   Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, Erz, Andalusit.
3. Hornfelsartige Paragneise
   Plattig splitternde, grünliche bis violette, dichte Gesteine.
   Hauptgemengteile: Quarz: 50 Vol.%, Plagioklas: 20—30 %, Biotit: 15—30 %.
   Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, Erz, Muskowit, Granat, Turmalin, Titanit.
   Hornfelsstruktur, Pflaster von Quarz und Plagioklas.

3. ORTHOGNEISE

Orthogneise bilden in der Silvretta etwa die Hälfte aller anstehenden Gesteine. Sie treten hauptsächlich in grössern zusammenhängenden Massen auf (Kesch- und Flüelagruppe), bilden aber auch schmale Lamellen (Scalettazone) und ausspitzende Keile (P. Fliana). Fast alle diese Keile und Lamellen sind direkt mit grösseren Intrusivmassen verbunden; so hängen z. B. in der Nunagruppe die Orthogneiszone in der nördlichen Basis des P. Mezdi und diejenige der Sandögna-Mezdi direkt mit dem Flüela-Orthogneis zusammen.

Die mineralogische Zusammensetzung der eigentlichen, reinen Orthogneise der Silvretta ist über weite Strecken überaus eintönig. Es sind nur strukturelle und texturelle Varietäten vorhanden. Bedeutende innermagmatische Differentiationserscheinungen haben nicht stattgefunden. Der Chemismus der Orthogneise entspricht stets demjenigen saurer Granite der Kalkalkalireihe, hauptsächlich aplitgranitischen und engadinitischen Magmentypen. Umso mannigfaltiger ist aber die Fazies der Granitgneise dort, wo sie zusammen mit Paragneisen auftreten. Das Vorhandensein von allmählichen Übergängen von Orthogneisen in Paragneise spricht eindeutig dafür, dass diese „Randfazies" der Granitgneise nicht durch innermagmatische Differentiation entstanden ist, sondern dass eine Mischfazies von Para- und Orthogesteinen vorliegt. Manchmal sind wechsellagernde Zonen von Ortho- und Paramaterial vorhanden, oft ist aber der Paraanteil von den Orthogneisen vollkommen assimiliert worden, so dass ein Mischgestein von granitdioritischer Zusammensetzung entsteht. In diesem Falle sind dunkle Putzen und Schlieren, sowie grössere Einschlüsse von Biotitschiefergneis häufig. Es handelt sich dabei nicht um basische Differentationsprodukte, sondern um nicht assimiliertes Paramaterial.

Bearth (7) hat von der schlierigen Ausbildung der Keschgneise ausgehend die Frage gestellt, ob in der Silvretta überhaupt ein reiner Orthogneis vorhanden sei und er hält es für möglich, dass vielleicht allein den Augenbildungen reiner Orthocharakter zukommt. Den aussergewöhnlich sauren Charakter der flüelagranitischen Intrusion und die ausgesprochene Kalivormacht der Gesteine erklärt er als Folge der Ausquetschung von Restschmelzen aplitpegmatitischen Charakters und ihrer Durchmischung mit Paramaterial.

Die Silvrettaorthogneise erzeugten Injektionskontakte. Die durchbrochenen Gesteine wurden injiziert und assimiliert. So entstanden mannigfache Mischgesteine. Allmähliche Übergänge von Paragneisen in Orthogneise stellen dem kartierenden Geologen

schwierige Probleme. Oft müssen die Grenzen willkürlich gezogen werden. Durch Ausscheidung von Mischgneisen mit vorwiegendem Ortho- und andern mit vorherrschendem Paracharakter wurde versucht, den Verhältnissen gerecht zu werden. Schematisierungen sind dabei unvermeidbar.

Neben der Frage, ob magmatische Differentiation oder Assimilation vorliegt, ist auch das Problem der Paralleltextur der Orthogneise sehr wichtig. Während STRECKEISEN annahm, dass nach der flüelagranitischen Intrusion eine tiefgreifende Umkristallisation unter Stress und hoher Temperatur erfolgte, dass also Intrusion und Vergneisung getrennte Prozesse seien, ist heute dank eingehender Untersuchungen von SPAENHAUER und BEARTH wahrscheinlicher, dass die Paralleltextur primär ist, dass also die Orthogneise während einer Faltung und unter hohem Druck eingedrungen sind. Dafür sprechen folgende Gründe: Es sind nirgends Granite vorhanden. Die Orthogneise besitzen sehr gleichmässige Paralleltextur, die nicht auf gewisse tektonische Zonen beschränkt ist. Die geringe magmatische Differentiation und die Seltenheit von Ganggesteinen spricht für Durchbewegung des magmatischen Stoffes während der Intrusion. Auch die gute Erhaltung der Injektionskontakte weist auf primäre Natur der Paralleltextur hin. In der Scalettazone wechsellagern senkrecht stehende Lamellen von Orthogneis mit Mischgneisen und Amphiboliten. Der magmatische Anteil ist hier in die Paragneise und Amphibolite eingepresst worden. Wenn eine spätere Umkristallisation unter Stress erfolgt wäre, so wäre die gute Erhaltung der Injektionskontakte unbegreiflich. Ebenso sprechen die ausgezeichnet erhaltenen Amphiboliteinschmelzkontakte der Sandögna (Nunagruppe) und des P. del Ras gegen eine umformende orogenetische Phase nach der Intrusion. Ausserdem zeigen grosstektonische Betrachtungen, dass in der Silvretta Faltung und Intrusion Hand in Hand arbeiteten, wenn im Detail auch das eine das andere überdauert haben mag (siehe den tektonischen Teil).

Texturell können zwei Hauptvarietäten von Orthogneisen unterschieden werden: die grobflasrigen Augengneise (Flüelagranitgneise STRECKEISENS) und die aplitisch-pegmatitischen Orthogneise. Beide Typen sind durch Übergänge und Wechsellagerung miteinander verbunden. Auf der geologischen Karte können sie nicht immer getrennt werden. Die Augengneise überwiegen bei weitem, sie bauen hauptsächlich die grossen Orthogneiskomplexe auf. Schmale Orthogneislamellen dagegen zeigen öfters aplitisch-pegmatitische Fazies.
Mineralbestand der Orthogneise:

Hauptgemengteile: Quarz: 30—50 Vol.%, Kalifeldspat: 25—40%, Plagioklas: 20—30%, Muskowit: 1—10 %, Biotit: 1—5 %.

Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, schwarzes Erz, sekundär Zoisit-Epidot, Chlorit.

1. grobflasrige Augengneise (Flüelagranitgneise STRECKEISENS). Grosse Kalifeldspataugen, sehr grobkörnig, lentikulare Textur.
2. aplitisch-pegmatitische Gneise. Gleichkörniges Gefüge, Paralleltextur.
3. Aplit- und Pegmatitgänge sind sehr selten (G. della Güstizia).

4. MISCHGNEISE

Verbreitete Mischtypen:

1. Glimmerreiche Augengneise
   Hoher Biotitgehalt (10—20 %), schlierige Ausbildung, durch Assimilation von Paramaterial aus den grobflasrigen Augengneisen entstanden.
2. Injektionsgneise
   Lagenweiser Wechsel von Ortho- und Paramaterial, injizierte Kalifeldspataugen im Paraanteil.
3. Lagengneise
   Helle (Quarz, Plagioklas) und dunkle Bänder (Biotit, Quarz, Plagioklas), Paralleltextur oder ptygmatische Fältelung. Die hellen und dunkeln Lagen dürfen nicht als wechselnder Ortho- und Paraanteil interpretiert werden (Kalifeldspat fehlt), sondern sind wahrscheinlich durch Lateralsekretion entstanden.
4. Knotengneise
   Paragneise mit porphyroblastischem Plagioklas; diese Plagioklasknötchen (15—20 % An) sind saurer wie die Grundgewebefeldspate (25—30 % An), Sammelkristallisation von Plagioklas.

Seltene Mischtypen:

5. Dioritischer Mischgneis (Typ Val Gondas-Sursassa)
   Hauptgemengteile: Plagioklas: 50—70 %, Quarz 20—30 %, Biotit: 10 %, Hornblende: 5 %.
   Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, Titanit, sekundär Zoisit, Epidot, Chlorit, Prehnit, Calcit.
   Häufig Einschlüsse von Amphibolit, Biotitschiefergneis und hornfelsartigem Paragneis. Viele sekundäre Mineralien.
   Aus den Orthogneisen durch Assimilation von Amphiboliten und Paragneisen hervorgegangen.
6. Mischgesteine mit Kalifeldspataugen und vielen Schiefereinschlüssen (Mönchalpgranitgneise).

Da diese Gesteinsserie uns besonders interessierte, wird sie auch hier eingehend betrachtet.

Lagerungsverhältnisse und Gesteinshabitus: Diese rostig anwitternde Serie von nahezu massigen bis ausgezeichnet parallel texturierten Mischgesteinen tritt in schmalen Zonen und Linsen im Innern von Paragneisen und am Rand von Orthogneisen auf. Ihre Mächtigkeit übersteigt nie 50 m. Die meisten Vorkommen liegen in mannigfaltigen Para- und Mischgneiszonen an der Basis von Orthogneismassen (Arpiglias, Baselgia); sie markieren tektonisch wichtige Leitlinien. Übergänge zu den normalen Orthogneisen erschweren die Abtrennung von diesen, doch erleichtern dem Feldgeologen die typische, limonitische Verwitterung der Gesteine, die grossen, schwarzen Biotitflasern und der Reichtum an Schiefereinschlüssen die Ausscheidung dieser gelblichen Gesteinsserie von den bläulichweissen Orthogneisen. Das rostige Aussehen der Gesteine ist nicht auf die Oberfläche beschränkt, sondern kann auch im Innern konstatiert werden. Richtungslos körnige Typen sind nicht vorhanden. Die Glimmer zeigen immer Parallelanordnung, doch geben die grossen, rechtwinkligen Kalifeldspataugen dem Gestein ein granitisches Aussehen. Mit zunehmender Paralleltextur bilden die einzelnen Mineralarten ganze Lagen längs den Schieferungsebenen (Streifengneise). Der Übergang von nahezu massigen Gesteinen zu solchen mit ausgeprägter Paralleltextur erfolgt rasch, aber stetig und kann sich im gleichen Querprofil wiederholen.

Mineralbestand: Der typischste „Mönchalpgranitgneis" der Nunagruppe ist im Südgrat des Munt Baselgia (P. 2946) in ca. 2700 m Höhe anstehend. Dieses rostige Gestein zeigt tiefschwarze, parallel angeordnete Biotitflasern, rundliche, gelbe bis blaugraue Quarzkörner, eine feine, gelbliche Füllmasse von Plagioklas und bis 15 cm lange, rechtwinklige Kalifeldspataugen, die eine weisse, zuckerkörnige Masse bilden, selten finden sich Augen mit deutlichen Spaltblättchen. Mikroskopisch ergibt sich für den typischen „Mönchalpgranitgneis" folgender Mineralbestand:

Biotit: 15 Vol.%, Muskowit: 5 %, Kalifeldspat und Plagioklas: 50 %, Quarz: 30 %.

Biotit zeigt kräftigen Pleochroismus von strohgelb bis rotbraun. Ca. 1—2 mm grosse, wellig verbogene Biotittafeln sind von einem Kranz unversehrter, sich spiessig durchkreuzender Biotite umgeben und durchquert. Es scheinen zwei Generationen vorzuliegen. Auf Kosten der älteren, deformierten Biotittafeln vollzog sich eine Kornzerkleinerung. Diese jüngern Biotite tragen meist keine Spuren

von Deformation. Beide Generationen besitzen die gleichen optischen Eigenschaften. Häufige Zirkon- und Apatiteinschlüsse, erstere oft mit pleochroitischen Höfen. Nur die korrodierten Skelette von dunkelm Glimmer in den Kalifeldspataugen sind chloritisiert; im polymineralen Gefüge ist diese Umwandlung nie vorhanden.

Muskowit ist meist mit Biotit vergesellschaftet, manchmal bildet er auch selbständige Nester.

Kalifeldspat ist hauptsächlich in den bis 15 cm langen Augen angereichert und meist granuliert. Grössere Mikrokline finden sich auch im polymineralen Gefüge, sie besitzen immer Plagioklas, Quarz und Sericit als Einschlüsse. Es scheint eine Verdrängung von Kalifeldspat durch Plagioklas vorzuliegen.

Plagioklas ist fast durchwegs granuliert. Nur ganz selten sind grössere Plagioklase zu sehen. Die durchschnittliche Korngrösse beträgt 0,05 bis 0,1 mm. Noch weitergehende Granulierung, die zu einem Korngrus führt, das mikroskopisch nicht mehr analysiert werden kann, zeigen die Gesteine der Mönchalp; solche Typen fehlen aber der Nunagruppe. Die Kleinkörner sind nie verzwillingt, besitzen aber Spaltrisse nach 010 und 001 und ausgezeichnete inverse Zonarstruktur. Der Rand von solchen Kleinkörnern ist bis 10 % basischer wie der Kern (ca. 10 % An). Die Kleinkörner bilden ein isometrisches Mosaik und zeigen nie Korndeformationen. Die Kornzerkleinerung scheint durch Umkristallisation erfolgt zu sein. Die geradlinigen Grenzflächen der Körner sind meist limonitisch infiltriert. Sericitschüppchen sind intergranular dem Kleinkorngefüge eingestreut.

Grosse Quarzkörner bilden Nester mit einheitlichem Korrosionsrand. Granulierung ist bei den granitischen Typen im Gegensatz zu den gneisigen Typen nie zu sehen. Quarz zeigt lediglich die fast allen Silvrettagneisen eigene, undulöse Auslöschung. Sein Aussehen und seine Art der Einbettung im Plagioklaskleinkorngefüge erinnert im Schliffbild an Einsprenglinge eines Quarzporphyrs.

Bemerkungen zur Genese der „Mönchalpgranitgneise"

Von Streckeisen (42) sind die Bezeichnungen „Mönchalpgranit" und „Mönchalpgranitgneis" für die oben besprochenen, in ihren typischen Varietäten vom Feldgeologen gut erkennbaren und vom „Flüelagranitgneis" deutlich abweichenden Gesteine geprägt worden. Wenn auch in der vorliegenden Arbeit die Ansicht vertreten wird, dass nicht ein eigentlicher Granit vorliegt, der einen eigenen Namen verdient, sondern dass ein Mischgestein von Ortho- und Paramaterial

anzunehmen ist, so wird der Kürze wegen doch die Bezeichnung „mönchalpgranitische" Gesteine beibehalten. Dies erleichtert vor allem den Vergleich mit der erwähnten Arbeit von STRECKEISEN. Das in der Nunagruppe gesammelte Material eignet sich besser zur Abklärung der genetischen Fragen, als dasjenige der Mönchalp. Feldgeologische Befunde und petrographische Untersuchungen an den Mönchalpgranitgneisen der Nunagruppe führten manchmal zu einer abweichenden Interpretation dieser eigentümlichen Gesteinsserie. Solche Differenzen mit STRECKEISEN ergaben sich bei der angeblichen Pinit- und Cordieritführung, bei der Interpretation der Intrusions- und Kontaktverhältnisse, der Lamprophyrgänge und der Korngranulierung. STRECKEISEN bezeichnet den Mönchalpgranit als Pinitgranit, für dessen Bildung er eine ältere Intrusion verantwortlich macht als diejenige der Flüelagranitgneise, wenn beide Gesteinsgruppen vielleicht auch dem gleichen magmatischen Zyklus angehören mögen.

1. Pinit ist definiert als glimmeriges Umwandlungsprodukt von Cordierit. STRECKEISEN hat in einem Fall ein Körneraggregat gefunden, das er als Cordierit auffasste. Die Körner unterscheiden sich von denen der benachbarten Plagioklasaggregate durch gröberes Korn und geringere Infiltration mit Limonit. Auch in den Mönchalpgranitgneisen der Nunagruppe fanden sich cordieritverdächtige Mineralien, die ihrem Aussehen und ihrer Korngrösse nach scheinbar von Plagioklas differierten. In Schliffen solcher Gesteine wurde zunächst die Indikatrix und die Morphologie der sichern Plagioklase am Drehtisch eingemessen. Es handelte sich um Oligoklase von 10 bis 20 % An. Dann wurden die optischen Achsenwinkel der vermutlichen Cordierite am Drehtisch bestimmt. Die optischen Achsenwinkel der „Cordierite" und der sichern Plagioklase stimmten genau überein ($+85°$ bis $-85°$). Es dürfte sich somit auch bei diesen „Cordieriten" um Plagioklase handeln. Messungen am Originalschliff von STRECKEISEN ergaben ähnliche, übereinstimmende Resultate für „Cordierit" und Plagioklas. Wenn somit kein sicherer Cordierit nachgewiesen werden kann, so dürfen auch die hellen Glimmer nicht als Pinite bezeichnet werden, da sie ja die optischen Eigenschaften des Muskowits haben.

2. Was nun die Intrusionsverhältnisse betrifft, so soll geprüft werden, ob Gründe geologischer und petrographischer Natur für oder gegen getrennte Intrusion der Flüela- und Mönchalpgranitgneise sprechen. Die mönchalpgranitischen Gesteine bilden nur schmale Zonen ganz im Norden der Silvretta (Mönchalp) und am 20 km entfernten SE-Rand der Decke (Munt Baselgia). Im Gebiet der Mönch-

alp sind sie mit allmählichen Übergängen Paragneisen eingelagert. In der Nunagruppe dagegen fällt es dem Feldgeologen schwer, die mönchalpgranitischen Gesteine von den normalen Augengneisen und deren Mischprodukten zu trennen. Das Gratprofil der Pizzi Lais P. 3048 zu P. 3055 und zu P. 3003 zeigt diesen allmählichen Übergang am besten. Es ist keines der beiden Gesteine in das andere eingedrungen. Gänge und Apophysen sind nicht vorhanden. Auf Grund von Feldbeobachtungen hält man eher die schmalen Mönchalpgranitgneiszüge für eine Randfazies der Flüelagranitgneise, der normalen Orthogneise der Silvretta. Auch beim Studium der Handstücke und der Schliffe zeigen sich diese allmählichen Übergänge. Am Munt Baselgia sind zwischen Mönchalp- und Flüelagranitgneise Mischgesteine mit vorwiegendem Paracharakter eingeschaltet; auch hier sind kontinuierliche Übergänge vorhanden. Die Lagerungsverhältnisse weisen somit auf gleichzeitige Entstehung der mönchalp- und flüelagranitischen Gesteine hin. Ebenso sprechen die petrographischen Befunde dafür, dass nur e i n e Intrusion stattfand, und dass die mönchalpgranitischen Typen eine Fazies der normalen Orthogneise darstellen.

Nun stellt sich weiter die Frage, ob diese mönchalpgranitische Fazies der Orthogneise durch innermagmatische Differentiation oder durch Assimilation von andern Gesteinen entstanden ist. Die Schiefereinschlüsse, die keine basischen Differentiationsprodukte, sondern eingeschlossene Biotitschiefergneise und hornfelsartige Paragneise sind, sprechen eindeutig für Assimilation. Die Paralleltextur dieser Paragneiseinschlüsse wird vom umgebenden Orthomaterial oft diskordant abgeschnitten.

Schon Streckeisen nahm für seine Mönchalpgranite eine Aufschmelzung von Paramaterial in grösserem Masstab an. Ein Teil dieser Stoffe soll ins Magma aufgenommen worden sein und zur Bildung von Cordierit und Pinit geführt haben; der übrige Teil, der vom Magma nicht mehr angeeignet (verdaut) werden konnte, soll die Schiefereinschlüsse im Granit bilden. Wenn wir aber den Paraanteil, der vorwiegend aus Biotit, Muskowit und Plagioklas besteht, vom Mischprodukt abziehen, so resultiert ein Mineralbestand, wie er für die in der Silvretta weit verbreiteten Augengneise typisch ist. Die Mischung des Orthomaterials mit dem Paramaterial ist nicht in allen Typen gleich intensiv. Die Schieferputzen (Paraanteil) und die Kalifeldspataugen (Orthoanteil) der grobkörnigen Typen verschwinden mit zunehmender Ausbildung der Paralleltextur. Verdrängung von Kalifeldspat durch Plagioklas ist häufig. Die gneisigen Typen sind

viel glimmer- und plagioklasreicher wie die relativ massigen Gesteine; sie stellen bessere Gleichgewichtsgesteine dar. Ein gefältelter B-Tektonit der mönchalpgranitischen Serie des Munt Baselgia, bei dem die einzelnen Mineralarten zu Zeilen separiert sind, und der keine Schiefereinschlüsse und keine Kalifeldspataugen mehr führt, weist darauf hin, dass neben primärer auch sekundäre, orogenetische Durchbewegung die Mischung von Ortho- und Paramaterial inniger gestaltet hat.

Ähnliche Resultate wie mineralogische Untersuchungen ergeben chemische Analysen. STRECKEISEN publizierte zwei chemische Analysen von mönchalpgranitischen Gesteinen; sie fügen sich gut in die Serie der flüelagranitischen Typen. Hohes fm weist auf Aufschmelzung von Paramaterial. Interessanterweise hat der kalifeldspatfreie Gneis annähernd den gleichen Chemismus wie der grobkörnige Typ mit den grossen Kalifeldspataugen. Die oben auf intensivere Mischung (Umrührwirkung bei Differentialbewegungen) zurückgeführten Änderungen im Mineralbestand verändern den Gesteinschemismus nicht.

Den Verhältnissen wird man somit am besten gerecht, wenn man eine einzige Orthogneisintrusion in der Silvretta annimmt und die mönchalpgranitische Serie als Mischgesteine interpretiert, die durch Assimilation von Paramaterial aus den Augengneisen der Silvretta hervorgegangen sind.

Als Argumente für die selbständige Intrusion der Mönchalpgranite führt STRECKEISEN auch die Lamprophyrgänge und die Hornfelskontakte der Mönchalpgranite an, die den Flüelagraniten fehlen.

3. Im Gebiet der Mönchalp sind einige ganz schwach diskordant eingelagerte Amphibolitbänder dem Mönchalpgranit eingeschaltet. Da ihre Gangnatur nicht überzeugend ist, möchten wir sie vorsichtigerweise nicht mit STRECKEISEN als Lamprophyre bezeichnen. Diese Vorsicht ist umso mehr am Platze, als auch die Schiefereinschlüsse und Biotitschiefergneislinsen in den Mönchalpgranitgneisen manchmal schwach diskordant eingelagert sind. Vor allem lehren aber die Erfahrungen aus der südöstlichen Silvretta, dass derartige Amphibolitbänder nicht als metamorphe Ganggesteine interpretiert werden dürfen. Ähnliche Amphibolitlinsen finden sich in den Mischgesteinen der Val Barlasch und der Val Gondas. SPAENHAUER stellte fest, dass es sich sehr wahrscheinlich nicht um gepresste Lamprophyre, sondern um Amphiboliteinschlüsse handle, die gleichen Ursprungs sind wie die Gesteine der grossen Amphibolitzonen. In Val Gondas sind diese Einlagerungen wohl am besten aufgeschlossen; hier sind Linsen von Amphibolit und Paragneis anzunehmen.

4. Gleich wie für den „Diorit" von Zernez-Val Gondas wurde anfänglich auch für den Mönchalpgranit ein Hornfelskontakt angenommen; hauptsächlich das Profil von ils Lavinars schien diese Annahme zu stützen. Aber mit fortschreitender Kartierung zeigte sich, dass gerade die typischsten Mönchalpgranitgneise der Nunagruppe, diejenigen des Munt Baselgia, keine Hornfelskontakte besitzen, sondern Injektionserscheinungen zeigen. Hingegen muss zugegeben werden, dass hornfelsartige Gneise in den mönchalpgranitischen Zonen relativ häufig sind; sie finden sich darin auch als Einschlüsse. Von eigentlichen Hornfelskontakten kann aber keine Rede sein.

5. Nachdem bis jetzt die Hauptbeachtung den Fragen der stofflichen Zusammensetzung und der Intrusionsverhältnisse geschenkt wurde, soll im folgenden das Gesteinsgefüge näher untersucht werden. Zunächst muss festgestellt werden, dass zum mindesten in der Nunagruppe keine Granite vorhanden sind. Es ist durchwegs mehr oder weniger ausgeprägte Paralleltextur zu sehen.

Sowohl die relativ granitischen, wie die ausgesprochen gneisigen Varietäten der mönchalpgranitischen Serie sind durch die Granulierung einzelner Mineralarten charakterisiert. Dieser Kornzerfall ist das mikroskopisch auffallendste Merkmal der mönchalpgranitischen Gesteine. Körniger Zerfall findet sich allerdings, wenn auch weniger ausgeprägt, ebenso in typischen Orthogneisen (siehe 42, Tafel VI). Die Textur der Gesteine wird bei dieser Granulierung nicht geändert; Granit bleibt Granit, und Gneis bleibt Gneis. Gneisige Typen haben im allgemeinen gröberes Korn, wie die relativ massigen Typen.

Plagioklas, Kalifeldspat und teilweise auch Biotit unterliegen einer Kornzerkleinerung, von der Quarz in dieser Gesteinsserie nie betroffen wird. Die Quarzkörner liegen mit wohl erhaltenen Korrosionsformen im granulierten Plagioklas, wie Einsprenglinge in der Grundmasse eines Quarzporphyrs. Es fragt sich zunächst, ob die mönchalpgranitischen Typen eine porphyrische Fazies der Orthogneise darstellen. Für porphyrische Randfazies spricht vielleicht das Schliffbild der granitartigen Varietäten; die Betrachtung des Handstückes zeigt aber, dass diese Erklärung nicht stichhaltig ist. Es ist keine eigentliche Grundmasse vorhanden, sondern die einzelnen Mineralkörner sind gewissermassen in situ in ein Kleinkornmosaik übergegangen. Die verbogenen Glimmer beweisen, dass Deformationen stattgefunden haben. Am deutlichsten sprechen aber die geologischen Lagerungsverhältnisse: In der Nunagruppe finden sich mönchalpgranitische Gesteine nur auf hervorragenden Gleithorizonten, auf wichtigen tektonischen Linien. Sie besetzen fast ausschliesslich die

Basis von Orthogneisblöcken, die nach der Intrusion disloziert wurden. Für die Vorkommen der Mönchalp, im Stirnteil der Decke, dürfte die sich in der Nunagruppe direkt aufdrängende Interpretation der mönchalpgranitischen Serie als tektonische Gesteinsfazies ebenso gelten.

Es fragt sich nun, ob diese Interpretation des Geologen sich auch petrographisch rechtfertigen lässt.

STRECKEISEN gibt eine gute Darstellung des Kornzerfalls (42). Für die Erklärung dieser Erscheinung sind vor allem folgende Beobachtungen wichtig, die an mönchalpgranitischen Gesteinen der Nunagruppe gemacht wurden.

A. „Mönchalpgranitgneis" mit schwach ausgebildeter Paralleltextur, Südgrat Munt Baselgia (P. 2946)

Die Granulierung ändert die Gestalt der ehemaligen Grosskörner, der jetzigen Kleinkornaggregate, nicht. Die granulierten Kalifeldspataugen haben grösstenteils ihre rechtwinkligen Umrisse bewahrt. Makroskopisch unterscheiden sich granulierte Feldspate nur durch schneeweisses, fein zuckerkörniges Korn und durch das Fehlen von Spaltblättchen. Es liegt also eine Deformation der Einzelminerale, nicht aber des Gesteinsgefüges vor.

Die Ausbildung von Kleinkörnern geschieht gleichzeitig mit einer Verdrängung von Kalifeldspat durch Plagioklas. In einem grossen, unversehrten Kalifeldspatkorn können Plagioklaskleinkörner und Sericitschüppchen eingeschlossen sein. Kalifeldspat kann sogar von Plagioklas in kleine, getrennte Relikte aufgelöst sein, die aber optisch noch deutlich ihren einheitlichen Ursprung zeigen. Hauptsächlich die Kalifeldspate des Grundgewebes werden von Plagioklas verdrängt; in den Kalifeldspataugen ist diese Erscheinung viel seltener. Die Verdrängung liesse sich durch die Unbeständigkeit des Kalifeldspats bei der Assimilation von Sedimentmaterial erklären. In diesem Fall gehen also chemische und mechanische Umwandlungen Hand in Hand.

Im gleichen Schliff kann aber auch Kornzerkleinerung der schon vorhandenen Plagioklase und der Kalifeldspataugen verfolgt werden. Dass mit der Granulierung dieser Plagioklase keine Änderungen in der chemischen Zusammensetzung verbunden sind, konnte durch Drehtischbestimmungen nachgewiesen werden. Es sind also Granulierungen mit und ohne gleichzeitige chemische Umsetzungen vorhanden.

Die Kleinkörner zeigen keine Spuren destruktiver, mechanischer Deformation. Sie sind vollkommen unversehrt, scheinen also blastischer, nicht kataklastischer Natur zu sein.

Immer sind diese Feldspatkleinkörner ausgezeichnet geregelt (mit dem Gipsblättchen geprüft). Es handelt sich hier um eine Regelung, bei der keine Teilbewegungen stattgefunden haben. Die Blastese der Kleinkörner muss unter Wirkung des RIECKE'schen Prinzipes erfolgt sein (Abbild der Hauptspannungen). Es ist zu vermuten, dass dieses Gestein Stresswirkungen unterlag, denen sich die meisten Mineralien durch Bildung von blastischen Kleinkörnern anpassten. Nur Quarz zeigt keinerlei Spuren mechanischer Beanspruchung. Entweder war er den Stresswirkungen vollkommen gewachsen, oder aber es fand eine spätere Sammelkristallisation statt.

B. „Mönchalpgranitgneis" mit ausgeprägter Paralleltextur (sog. Streifengneis), Sandögna 2300 m

Vollzog sich beim vorigen Typus die Granulierung unter vorwiegend statischen Verhältnissen, so dominiert hier die Bewegung. Die wenigen noch vorhandenen Kalifeldspataugen sind ausgeschwänzt. Die einzelnen Mineralarten bilden ganze Lagen parallel den S-Flächen. Der Streifengneis der Sandögna ist ein typischer B-Tektonit. Im ac-Schliff zeigt sich intensive, parakristalline Kleinfältelung. Scherflächen und Faltenschenkelhalbierende bilden Winkel von durchschnittlich 30° mit der Schieferungsebene. Der bc-Schnitt besitzt Lineartextur. In diesem Gestein wurde die Regelung von Muskowit, Biotit und Quarz untersucht. Die Glimmer ergeben ausgezeichnete Maxima im Pol der Schieferung; Quarz dagegen besetzt einen typischen, etwas asymmetrischen ac-Gürtel. Die Quarze sind von ac-Rissen ohne Beziehung zum Kornbau durchsetzt. Dieser Streifengneis muss intensive Differentialbewegungen erlitten haben. Das Kleinkornphänomen ist trotz dieser Bewegungsbilder deutlich vorhanden. Gleichbleibende Korngrösse der Quarze und der Feldspate lässt sich in allen Faltenteilen beobachten. Granulierung und Bau des Gefüges sind deutlich voneinander abhängig. Je richtungsloser das Gefüge, desto feiner ist das Korn, wie aus folgender Zusammenstellung ersichtlich ist:

	Korngrösse der Plagioklase	mittlere Korngrösse
Typ A.	0,04—0,2 mm	0,1 mm
Typ B.	0,08—0,5 mm	0,2 mm

Wir glauben, dass die Bildung dieses B-Tektonites und die Korngranulierung genetisch miteinander zusammenhängen.

Sowohl geologische wie petrographische Befunde sprechen dafür, dass die besprochenen Gesteine mit Korngranulierung eine tek-

tonische Gesteinsfazies darstellen. In der Nunagruppe spielen aber auch Tektonite ganz anderer Art eine grosse Rolle: die kataklastischen und mylonitischen Gesteine. Es lohnt sich, auf die Parallelen und auf die Gegensätze zwischen diesen beiden Arten von Tektoniten näher einzutreten.

Der Typ A der „Mönchalpgranitgneise" entspricht in gewissen Beziehungen den Kataklasiten. Es ist zwar keine Ähnlichkeit im Effekt vorhanden; prinzipiell ergibt sich aber eine wichtige Parallele: In beiden Fällen fanden Deformationen unter Wirkung von gerichtetem Druck, aber ohne Mitspielen von Differentialbewegungen statt. Im Kataklasit erfolgte die Umformung rein destruktiv, im granulierten „Mönchalpgranitgneis" aber konstruktiv. Es ist anzunehmen, dass im ersten Fall Kaltreckung stattfand, im zweiten Fall dürfte sich aber die Verformung unter höherer Temperatur vollzogen haben.

Die gleiche Gegenüberstellung kann auch beim Typ B der mönchalpgranitischen Gesteine und den Myloniten gemacht werden. Beides sind Gesteine, die unter Wirkung intensiver Differentialbewegungen entstanden sind. Beide sind charakterisiert durch hervorragende Paralleltextur oder feine Kleinfältelung. Während aber beim Mylonit ein Trümmerbrei, eine purée parfaite entsteht, die nur durch hellere und dunklere Bänder gegliedert ist, bilden beim beschriebenen Streifengneis die Gefügeelemente unversehrte, zu Mineralzeilen angeordnete Kleinkörner. Auch hier steht sich rupturelle und bruchlose Deformation gegenüber; auch hier darf bei der letztern auf höhere Temperatur, auf grössere Tiefe bei der Verformung geschlossen werden.

Aus dieser Gegenüberstellung geht hervor, dass es sich hier um Tektonite verschiedener Tiefenstufen handelt. Die Tektonite der mönchalpgranitischen Serie dürften unter höherer Temperatur und in grösserer Tiefe entstanden sein als die Kataklasite und Mylonite.

Aus geologischen Untersuchungen geht ausserdem deutlich hervor, dass die beiden Typen auch verschieden altrig sind. Die granulierten „Mönchalpgranitgneise" werden von den Diabasgängen durchschlagen; die Mylonite aber sind jünger als diese Gänge; die Ganggesteine selber wurden mylonitisiert. Im einen Fall handelt es sich um eine herzynische (praediabasische), im andern um eine alpine (postdiabasische) Gesteinsfazies.

Das Phänomen der blastischen Korngranulierung ist hier im Beispiel einer Mischgneisserie besprochen worden. Bei den „Mönchalpgranitgneisen" ist diese Erscheinung am typischsten entwickelt. Es ist aber sehr wichtig, dass auch die Orthogneise, die in tektonisch

äquivalenten Zonen vorkommen, ebenso granuliert sind (z. B. gefalteter Augengneis der Sandögna). Umgekehrt existieren auch mönchalpgranitähnliche Gesteine, die keine Kleinkörner führen. So konnte im Macun im Orthogneis eine Einlagerung von Mischgneisen mit grossen, rechtwinkligen Kalifeldspataugen und vielen Schiefereinschlüssen gefunden werden, die in der direkten Fortsetzung der „Mönchalpgranitgneislinsen" des P. d'Arpiglias liegt, aber keine Korngranulierung zeigt.

Von SPAENHAUER sind mikroskopisch ähnliche Gesteine, wie diejenigen der mönchalpgranitischen Serie als rekristallisierte, wahrscheinlich herzynische Mylonite beschrieben worden. Diese Deutung wurde auch für die granulierten Misch- und Orthogneise der Nunagruppe in Betracht gezogen, aber nach Kenntnis der auf Seite 226 beschriebenen, tatsächlich rekristallisierten Mylonite vom Pra Putèr, abgelehnt. Eine zeitliche Trennung von Deformation und Kristallisation, wie sie dem Begriff rekristallisierter Mylonit beiliegt, ist bei den mönchalpgranitischen Gesteinen nicht nachweisbar. In unseren Schliffen ist nirgends auch nur reliktisch ein Grus zu sehen, das etappenweise rekristallisierte. Gleichzeitige Deformation und Kristallisation ist viel naheliegender.

Die Kataklasite, die Mylonite und die Gesteine mit blastischer Korngranulierung sind hier als Tektonite bezeichnet worden. Es darf aber nicht angenommen werden, dass die übrigen Silvrettagneise keine Tektonite sind. In Wirklichkeit sind alle Silvrettagneise schwach kataklastisch und die hier besprochene Korngranulierung ist allgemein verbreitet, wenn sie auch selten so typisch entwickelt ist, dass sie ins Auge fällt. Alle Silvrettagneise sind Tektonite. Bei den polymetamorphen Paragneisen und Amphiboliten ist aber das Problem bereits derart kompliziert, dass nicht mehr verschiedene tektonische Überprägungen auseinandergehalten werden können. Nur dort, wo an tektonische Leitlinien gebundene Verformungserscheinungen besonders markant werden, können sie analysiert werden. Eine derartige, in der Nunagruppe besonders hervortretende Tektonitserie, ist hier beschrieben worden; eine andere, für unser Gebiet viel typischere, soll im folgenden behandelt werden.

5. KARBONATGESTEINE

Der Marmor von Lavin ist von TARNUZZER beschrieben worden (45). In den Sommern 1930/31 wurde er noch als schmale Linse in 2130 m Höhe im Lavinèr Sauaidas in einer Mischgneisserie angetroffen. Im Hangenden folgen glimmerreiche Augengneise; im Lie-

genden Para- bis Mischgneise mit eingeschalteten Amphiboliten. Im Sommer 1932 war der Aufschluss — vielleicht vorübergehend — verschüttet. TARNUZZER schreibt, dass der Marmor kaum mehr eigentlich anstehend sei. Tatsächlich sind die Aufschlussverhältnisse in jenem Anriss des rechten Seitenarmes des Lavinèr Sauaidas sehr schlecht. Bei der ersten Begehung im August 1930 konnte immerhin eine 3 m lange und ca. 20 cm mächtige Marmorbank freigelegt werden. Auch ein Kontaktstück mit einem Paragneis konnte geschlagen werden. Der Schliff zeigt neben Karbonat nur wenige Muskowitschüppchen; zum gleichen Resultat führten die von C. SCHMIDT auf Anregung von CH. TARNUZZER ausgeführten mikroskopischen Untersuchungen. Der TARNUZZER'schen Interpretation dieses Marmors als metamorphem Triaskalk möchten wir aber nicht beistimmen, da ja ähnliche Vorkommen in Amphiboliten, Paragneisen und Orthogneisen der ganzen Silvretta bekannt sind, ohne dass tektonische Einschuppung wahrscheinlich ist. Es ist eher anzunehmen, dass die Karbonatgesteine dem kristallinen Grundgebirge angehören.

Ein zweites Karbonatvorkommen liegt 300 m nordöstlich P. 2886, auf der linken Talseite von Val Nuna in 2700 m Höhe. Es handelt sich hier um einen Humit führenden Kontaktmarmor. Dieses gestreifte Gestein befindet sich auf der Grenze zwischen einem Orthogneis und einem Amphibolit.

Die Karbonatgesteine der Silvretta werden in nächster Zeit von F. SPAENHAUER und P. BEARTH eingehend untersucht werden.

6. DIABASE

Diabasgänge durchbrechen als jüngste Gesteine des Silvrettakristallins alle kristallinen Schiefer diskordant und konkordant. Sie sind in der Nunagruppe allgemein verbreitet, ohne auffallende Häufungen zu zeigen. Nur der Pischazone scheinen sie in diesem Gebiet zu fehlen. Es sind im ganzen über 30 verschiedene Gänge gefunden worden. Die Diabase der Nunagruppe sind schon in der Arbeit von BEARTH (6) beschrieben worden.

B. Die alpin-tektonische postdiabasische Sekundärfazies der Silvrettagneise

(Kataklastische und mylonitische Gesteine)

1. EINFÜHRUNG

Wie bei der Besprechung des Schuppenbaues der Nunagruppe ausgeführt werden wird, kann mit Hilfe der Diabasgänge alpine und voralpine Tektonik und Gesteinsmetamorphose getrennt werden.

Unsere Untersuchung will sich aber nicht mit der blossen Abtrennung alpiner Züge von voralpinen begnügen. Beim heutigen Stand der Erforschung der Alpen ist es viel wichtiger, den Mechanismus tektonischer Vorgänge zu studieren, als die Tektonik nach der Zeit und nach dem Raume zu gliedern.

Die alpine Dislokation überschob die Silvrettadecke als Ganzes, als starren Grundgebirgsblock; dabei wurden die Silvrettagneise entsprechend ihrer Stellung im obersten Stockwerk der Alpen relativ wenig beansprucht. Nur an der Deckenbasis, wo die Belastung und die Bewegung am grössten war, sowie auf einigen Scherflächen im Innern der Deckscholle, wurden die alten, bereits polymetamorphen Gesteine alpin umgeprägt. Diese alpine, postdiabasische Beanspruchung und Überprägung war ein vorwiegend destruktiver Prozess, eine nachkristalline Deformation, die vielleicht der Kaltreckung der Metallographen entspricht. Den Effekt der alpinen Dislokationsmetamorphose sehen wir in der Kataklase und in der Mylonitisierung der vorher beschriebenen Gneise.

Die Begriffe Kataklasite und Mylonite können klar definiert werden (18). Unter Kataklasiten werden rupturell deformierte Gesteine verstanden, die unter starkem einseitigem Druck, aber ohne Wirkung von Differentialbewegungen entstanden sind. Im Gegensatz dazu spielt bei der Mylonitisierung die Durchbewegung eine grosse Rolle. Mylonite sind vollkommen ausgewalzte Gesteine. Kataklase und Mylonitisierung sind zwar theoretisch trennbare Erscheinungen, sie greifen aber in der Natur ineinander. Der Feldgeologe wird am besten die Bezeichnung Mylonit für solche Typen reservieren, deren Aussehen weder die Natur, noch die Herkunft der Gesteine mehr verrät. Mylonite sind vollkommen umgeprägte Gesteine. Erst das Studium des geologischen Verbandes und der Übergangstypen gibt Anhaltspunkte über die Natur dieser Mylonite. Kataklastische Gesteine dagegen tragen noch ganz das Äussere der Ursprungsgesteine, sie sind nur unfrisch und oft geklüftet. Die Umwandlungen betreffen hauptsächlich die einzelnen Mineralkörner und sind oft erst mikroskopisch erkennbar.

In unserm Untersuchungsgebiet sind Ortho-, Misch-, Paragneise, Amphibolite und Diabase alpin beansprucht und umgeformt worden. Um nicht durch stoffliche Verschiedenheiten der Ausgangsgesteine abgelenkt zu werden, muss ein Einteilungsprinzip gefunden werden, das nicht vom Chemismus der Gesteine abhängig ist. Der Vergleich des Verhältnisses der Deformation zur Kristallisation (25) lässt uns

unter gleichen Deformationsbedingungen gebildete Gesteine zusammenfassen, von andern Typen trennen und nach diesem Gesichtspunkte gliedern. Die alten Silvrettagneise sind prae- bis parakristallin gefaltet; die alpin beanspruchten Gesteine dagegen sind nachkristallin deformiert worden: Unter dem Mikroskop sieht man, dass die Mineralkörner dieser nachkristallin deformierten Gesteine erst nur Gitterstörungen zeigen (undulöse Körner), dann biegen und brechen, und schliesslich in einen submikroskopischen Brei übergehen. Molekulare Umwandlungen (Deformationsverglimmerung) und Rekristallisationen spielen eine Rolle; es überwiegt aber die Deformation. Rekristallisierte Körner werden wiederum undulös. Die Deformation überdauert die Kristallisation, oder sie ist zum mindesten stärker wie diese.

Diese nachkristallinen Deformationen sind der Gegenstand unserer speziellen Untersuchung.

Unsere Aufgabe, die mechanische Umformung der Silvrettagneise während der alpinen Orogenese in allen ihren Etappen bis zum Ultramylonit zu verfolgen, kann nur durch Kombinierung von geologischen und petrographischen Untersuchungen gelöst werden. Die von SANDER begründete petrotektonische Analyse (27) ist eine Arbeitsmethode, die für den im Feld arbeitenden Petrographen unentbehrlich ist und ihm eine wertvolle Präzisierung der Begriffe bringt. Feldbeobachtungen und mikroskopische Untersuchungen ursprünglicher und graduell umgeformter Gesteine müssen sich ergänzen. Durch Benützung von orientierten Handstücken und Schliffen konnte die Mikrotektonik direkt mit dem Gebirgsbau verglichen werden, und umgekehrt konnten Überlegungen, die sich bei der Aufnahme und beim nachherigen Studium der Detailkarte 1 : 25 000 ergaben, beim Mikroskopieren weitergeführt werden.

Zum Studium der fortschreitenden Mylonitisierung der Silvrettagneise dürfen nicht Typen verschiedener Herkunft gefühlsmässig zu Serien zusammengestellt werden. Nicht nur der Bau und die Zusammensetzung des Ausgangsgesteins, sondern auch dessen Lage im Beanspruchungsplane beeinflussen den Verlauf der Mylonitisierung sehr stark. Es wurden darum in geeigneten Profilen Handstückserien manchmal von Meter zu Meter geschlagen, um den Vorgang der Mylonitisierung am gleichbleibenden Ausgangsgestein und bei gleichartigen, aber graduell gesteigerten Deformationsbedingungen studieren zu können. Zunächst sollen drei dieser Handstück- und Schliffserien eingehend betrachtet werden.

2. MINERALOGISCH-PETROGRAPHISCHE BESCHREIBUNG VON MYLONITSERIEN

a) Augengneismylonite des Pra Putèr

Tektonische Lage: Die kristallinen Schiefer der Nunagruppe spitzen gegen Osten in einen Keil aus, der am Pra Putèr zwischen Val Sampuoir und Val Plavna ausgezeichnet aufgeschlossen ist. Diese Orthogneise des Pra Putèr sind zwischen die liegende, mesozoische Fensterserie und die hangenden Triasdolomite eingekeilt; sie sind stark tektonisiert. Am intensivsten ist die Umformung an der Basis dieses Keils; sie betrifft aber auch die hangenden Gneise in ihrer ganzen Mächtigkeit. Am ganzen Pra Putèr ist wohl kein normaler Augengneis mehr vorhanden. Während z. B. am Munt Baselgia nur wenige alte Schichtflächen alpin mobilisiert und ganze Schichtpakete en bloc transportiert wurden, scheint am Pra Putèr die starke Einspannung jede einzelne S-Fläche ein wenig bewegt zu haben. Dies ergibt sich aus dem Studium von Schliffserien aus dem Bereiche des ganzen Keils; in jedem dieser Schliffe konnten nachkristalline Differentialbewegungen nachgewiesen werden. Eigentliche Mylonite bilden stets nur wenige Meter (max.: 10 m) mächtige Lagen. Allmähliche Übergänge der Mylonite in Augengneise sind selten; häufiger setzen Mylonitzonen unvermittelt längs Scherflächen ein. Der Grad der Mylonitisierung nimmt nicht stetig von oben nach unten zu; die schönsten Ultramylonite finden sich nicht an der Basis des Keils, sondern meist etwa 5 m über ihr. Am direkten Kontakt der Sedimente mit dem Kristallin sind oft schmale Lagen mit Komponenten beiderlei Art vorhanden (chemisch geprüft). Die Korngrösse dieser gemischten Mylonite ist so fein, dass auch das Mikroskop ihre Grundmasse nicht mehr aufzulösen vermag.

Die Augengneise von Val Sampuoir und vom Pra Putèr sind sehr wenig variiert, so dass angenommen werden darf, dass die zu besprechenden Mylonite vom gleichen Ausgangsgestein stammen. Die folgende Beschreibung der Augengneise des Pra Putèr mit graduell zunehmender Mylonitisierung stützt sich auf eine Handstück- und Schliffserie, die von P. 2548 zu P. 2535 und von hier zur Runse hinuntergeschlagen wurde, die den Buchstaben o von Val Sampuoir schneidet (T. A. Blatt 424). Die Proben in unmittelbarer Nähe der basalen Überschiebungsfläche folgen sich von Meter zu Meter. Andere Proben stammen aus der Umgebung der Alp Sampuoir.

1. Ausgangsgestein

Am ganzen Pra Putèr ist kein normaler Augengneis mehr vorhanden. Das Ausgangsgestein der zu besprechenden Mylonite dürfte

ein grobflasriger, etwas biotitreicher Augengneis sein. Auffallend an den relativ schwach deformierten Gesteinen des Pra Putèr ist der Kontrast in der Korngrösse zwischen den grossen Kalifeldspataugen einesteils und den Kleinkörnern von Quarz, Plagioklas, Sericit und Mikroklin andernteils. Beginnende Deformation zeigt sich zuerst am Quarz; die Körner werden undulös und zeigen oft Böhm'sche Streifung.

Die durchschnittliche Zusammensetzung geben folgende Zahlen an: Quarz: 30—40 Vol.%, Kalifeldspat: 30—45 %, Plagioklas: 10—30 %, Muskowit: 5—10 %, Biotit: 2—10 %.

2. Biotitreicher Augengneis mit beginnender Auswalzung Mylonitischer Augengneis

Pra Putèr, 2150 m, in der Runse von P. 2535 nach o von Val Sampuoir (T. A. Blatt 424), ca. 30 m über der Basis des Gneiskeils. Verbreitetster Typus.

Das im Handstück noch deutlich als biotitreicher Augengneis erkennbare Gestein zeigt schon Anfänge von Auswalzung und intensive Kleinfältelung. Die gefalteten Typen sind stengelig. Die einzelnen Mineralien sind makroskopisch gut erkennbar. Biotit bedeckt oft den ganzen Hauptbruch. Im Anschliff treten hauptsächlich die bis 3 cm grossen Kalifeldspataugen hervor, um die sich Biotit und Quarz in schmalen Bändern schmiegen.

Unter dem Mikroskop fallen zuerst die grossen, gerundeten und oft gedrehten Porphyroklasten von Kalifeldspat auf. Verschiedene Körner des gleichen Schliffes zeigen oft auf der gleichen Seite Mikroklingitterung. Aus orientierten Präparaten geht hervor, dass diese gegitterten Partien die Rückseite der Orthoklasaugen inbezug auf die Bewegungsrichtung darstellen. Es dürfte sich hier um Mikroklingitterung durch Druckwirkung handeln. Die klastische Natur dieser Augen ist klar ersichtlich. Um gerundete, unversehrte Kalifeldspate liegt ein „Mörtel" von Mikroklin-, Plagioklas-, Quarz- und Sericitkleinkörnern. Um diese Augen und um ihre klastischen Produkte schmiegen sich schmale Biotit- und Sericitbänder und Quarzlagen. Scherflächen bilden Winkel von 30° bis 40° zur Schieferungsebene, sie können grössere Augen teilen. Als Schmiermittel dient Sericit und Pigment. Plagioklas kann grössere Porphyroklasten oder aber Kleinkörner bilden. Im ersten Falle sind die Plagioklase von Mikrolithen erfüllt; auch die in Kalifeldspaten eingeschlossenen Plagioklase sind manchmal vollgestopft von Muskowitblättchen. Oft ist

polysynthetische Verzwillingung nach Albit vorhanden, ohne dass der Zwillingsbau von den Einschlüssen gestört würde.

Quarz bildet lange Züge, die durch alle Teile der Falten verfolgt werden können. Beim Einschalten des Analysators zeigt sich ein unerwartetes Bild. Die Quarzzüge sind zu vielen, schmalen Streifen und Strähnen ausgezogen. Diese verbogenen und „fluidalen" Lagen lassen eine dem Quarz sonst fremde Plastizität vermuten. In einem Faltenscheitel ist eine 2 mm dicke Quarzzone zu über 70 optisch verschieden orientierten und stark verbogenen Strähnen ausgezogen, die undulös sind. Die einzelnen Strähnen von gefalteten Quarzzügen verlaufen meist den S-Flächen parallel, nur ausnahmsweise bilden sie gleich wie die Glimmer Tangenten an die Faltenbogen. Diese eigenartige Ausbildung der Quarze ist schon im Jahre 1912 von Sander (26) als Lagenquarz beschrieben und als Translation nach n_α gedeutet worden. Der Translationsmechanismus des Lagenquarz vom Pra Putèr wird bei der Diskussion der Mylonitregelung eingehend besprochen werden.

Sericit ist in den Plagioklasnestern angereichert, er bildet auch lang ausgezogene Bänder und besetzt alle Scherflächen. Biotit bildet schmale Bänder und Zonen. Er ist weitgehend nachkristallin deformiert. Es sind nur ganz kleine, verbogene Individuen vorhanden. Chloritisierung kann nur in ganz seltenen Fällen beobachtet werden. Auch stark deformierte Blättchen sind noch deutlich pleochroitisch nach dunkelbraun-strohgelb. Wenn die Auswalzung die Biotite zerstört, resultieren dünne Häutchen von dunkelm Pigment. Apatite als Einschlüsse der Biotitnester bewahren bei weitgehender Zerstörung der Glimmer ihre typischen hexagonalen Umrisse.

3. Mylonitgneis

Val Sampuoir, 1890 m, am Alpweg nach Plan Surröven, 250 m südwestlich Alp Sampuoir.

Dieser linear ausgewalzte Augengneis mit ausgeschwänzten Kalifeldspatporphyroklasten verrät im Handstück noch einigermassen seine Abstammung von einem Augengneis. Das Gestein ist linear ausgewalzt, nur die ausgeschwänzten Kalifeldspataugen zwingen die Quarz-, Sericit- und Biotitlagen in wellenförmige Bahnen.

Die Kalifeldspataugen bestehen nicht mehr aus einheitlichen Körnern, sondern sind zerbrochen. Die einzelnen Bruchstücke und Felder dieser Augen löschen noch nahezu gleichzeitig aus und beweisen dadurch ihre Herkunft von einem Überindividuum. Auch die Mikroklingitter sind deformiert. Kornzerscherungen sind häufig.

Plagioklas ist fast vollständig in Quarz und Sericit umgewandelt. Die Translationserscheinungen am Quarz sind weiter fortgeschritten. Die einzelnen Quarzlagen sind zu haarfeinen Strähnen ausgezogen, die in den Schnitten senkrecht zur Schieferung 0,005 bis 0,02 mm mächtig sind. Derartige, aus Haarsträhnen zusammengesetzte Quarzlagen löschen nahezu einheitlich aus; sie sind ausgezeichnet geregelt (siehe Figur 3). Schon der Vergleich orientierter Schliffe zeigt, dass ein ausgezeichneter ac-Gürtel vorliegt. Im bc-Schnitt steht n'_γ streng senkrecht zur Schieferungsebene, während im ac-Schnitt n'_γ verschiedene Winkel mit der S-Fläche bildet. Die Quarzsträhnen sind oft miteinander verzahnt und bilden komplizierte Suturen. Auf den Translationsebenen können perlschnurartig angeordnete, rundliche Quarzkleinkörner (d = 0,003 mm) liegen. Quarzkleinkörner bilden ausserdem mit Sericit zusammen eine filzartige „Grundmasse". Daneben sind auch langgestreckte Sericit- und Sericit-Biotitbänder vorhanden. Biotit ist selten mehr kenntlich, an seine Stelle treten meist Pigmenthäutchen. Die Sericit- und Pigmentbänder beherbergen manchmal Apatit und Orthoklaskörner, die dann knötchenartige Anschwellungen der linearen Bänder verursachen.

4. Mylonite, Quarz-Sericitschiefer mit Trümmern von Kalifeldspaten

1—5 m über der Basis des Pra Putèr-Keils; gleiche Lokalität wie der mylonitische Augengneis und die folgenden Ultramylonite, ca. 4 m mächtig.

Diese feinkörnigen, ausgezeichnet geschichteten Gesteine mit braunen und dunkelgrünen Bändern, die die liegenden Triasdolomite fast berühren, haben das Aussehen eines Sedimentes. Der Feldgeologe wird in ihnen kaum Orthogneismylonite vermuten. Es sind aber manchmal Übergänge dieser braunen Mylonite in Orthogneise vorhanden; häufiger grenzen allerdings die Mylonite unvermittelt längs Scherflächen an die noch makroskopisch deutbaren Mylonitgneise.

Das Mikroskop zeigt, dass ein Quarz-Sericitschiefer mit eingestreuten Trümmern von Kalifeldspat vorliegt. Bänder von rundlichen Quarzkörnern (d = 0,005—0,05 mm) wechseln mit solchen von Sericitschüppchen. Daneben sind gemischte Quarz-Sericitzonen vorhanden. Als Überreste der ehemaligen Augen sind maximal 0,3 mm grosse Kalifeldspatporphyroklasten allenthalben eingestreut. Limonit und schwarzes Erz ist häufig (2—5 %).

Die Bänder sind linear gestreckt oder schwach gewellt. Im Schliff sind Übergänge zum vorhergehenden und zum folgenden Typus vorhanden.

5. Ultramylonite

Die Bezeichnung Ultramylonit wird nach STAUB (39) reserviert für solche Typen, die keine Relikte von Porphyroklasten mehr besitzen, die also vollkommen ausgewalzt sind. Aus unsern Schliffserien zu schliessen, sind allerdings derartige Ultramylonite ohne Trümmer von Porphyroklasten selten; meist sind noch vereinzelte Reste von Kalifeldspaten vorhanden.

Ultramylonite fallen makroskopisch durch ihr dunkles, manchmal fast graphitähnliches Aussehen auf.

Unter dem Mikroskop sind nur noch dunkle und helle Bänder zu sehen, die manchmal bis 1 mm mächtig und linear gestreckt, oder aber sehr fein sind (0,01 mm), eng wechsellagern und dann meist schwach gefältelt sind. Die im parallelen Licht dunkeln Bänder bestehen aus einem submikroskopischen Filz von Sericit, eingestreutem Erzstaub und Pigment. Die hellen Lagen dagegen werden von feinsten Quarzkörnchen der Grössenordnung 1—5 μ gebildet. Die dunkeln Bänder löschen nach den Gefügedaten gerade aus (parallel und senkrecht s) und sind auch schwach pleochroitisch. Die Quarzlagen scheinen unter gekreuzten Nicols immer dunkel zu bleiben. Untersuchungen bei stärkster Vergrösserung und mit Hilfe des Gipsblättchens zeigen aber, dass diese scheinbare Isotropie nur durch das feine Korn vorgetäuscht wird. In Wirklichkeit hellt jedes Korn auf. Da aber in jeder Lage eine Anzahl fein verteilter Kleinkörner ausgelöscht ist, so ergibt sich bei mittlerer Vergrösserung das Bild ständiger Dunkelstellung der Quarzbänder.

Diese gebänderten Ultramylonite können vom tangentialen Schub noch weiter zusammengestaucht werden. Es resultiert dann mikrotektonischer Bruch- oder Faltenbau. Im ersten Falle entstehen Klüfte und staffelförmige Brüche; auch Schleppungserscheinungen sind häufig. Das Gesteinsmaterial verändert sich dabei nicht, an der wohlerhaltenen Bänderung können die Sprunghöhen der Verwerfungen direkt gemessen werden. Die Klüfte sind mit Quarz und Karbonat ausgeheilt. Beide Mineralarten bilden Bänder längs den Kluftflächen. Das Karbonatband liegt dabei zentral, darauf folgt eine gemischte Zone; die Randpartien der Klüfte bestehen immer aus reinem Quarz. Haarfeine, unregelmässig verlaufende Äderchen im Gestein sind vorwiegend von Quarz besetzt. Die karbonatführenden Ultramylonite sind stets auf die Zonen am unmittelbaren Kontakt mit Sedimenten beschränkt. Die Mikrotektonik dieser Gesteine mit Staffelbrüchen erinnert an den Bau helvetischer Decken (z. B. Säntis). An Stelle dieser Bruchtektonik kann schon in eng benachbarten Vorkommen

plastische Kleinfältelung der Ultramylonite treten, wie sie für die Bündnerschiefer charakteristisch ist. Dabei gilt das Gesetz von der Stauchfaltengrösse: die Falten sind umso kleiner und zahlreicher, je weniger mächtig die Gefügeelementschichten sind. Unter gekreuzten Nicols erinnert das fluidale Grundgewebe dieser gefältelten Ultramylonite an die Fliesstexturen hypokristalliner Grundmassen von Ergussgesteinen.

6. Blastomylonite

Diese weissen, dichten, quarzitähnlichen Gesteine bilden eine ca. 1 m mächtige Lage 7 m über der Basis der Pra Putèrgneise. Lithologisch wären diese Typen sehr schwer zu interpretieren, wenn nicht der geologische Verband auf genetischen Zusammenhang mit den besprochenen Myloniten hinwiese.

Unter dem Mikroskop zeigt sich, dass die Bänderung nur noch angedeutet ist. Ein feines, wahrscheinlich granoblastisches Gewebe von Quarzkleinkörnern (1—10 μ) und Sericitschüppchen (ca. 4 × 20 μ) bildet die Grundmasse dieses Gesteins. Neben ganz seltenen Kalifeldspatporphyroklasten finden sich Neubildungen von Albit (3—8 % An). Diese Plagioklase zeigen rundliche bis eckige Formen (d = 0,1—0,6 mm) und sind häufig nach dem Albitgesetz verzwillingt. Sericitschüppchen gleicher Dimension wie diejenigen der „Grundmasse" finden sich als Einschlüsse in ihnen. Dass es sich bei diesen Plagioklasen tatsächlich um Neubildungen handelt, ist klar ersichtlich. Im Gegensatz zu den klastischen Orthoklasaugen, um die sich die Quarz-Sericitbänder herumbiegen, liegen diese Albite unvermittelt in der „Grundmasse" und schneiden die schwache Bänderung derselben oft senkrecht ab. Ausserdem wurden die primären Plagioklase bei der Mylonitisierung zuerst — vor Quarz und Orthoklas — zerstört, schon beim mylonitischen Augengneis setzt die Sericitisierung der triklinen Feldspate ein, und in den Myloniten und Ultramyloniten sind keine Plagioklase mehr erkennbar; in dem vorliegenden Fall scheint der inverse Vorgang vorzuliegen: eine Umkristallisation von Quarz-Sericit in Albit. Die Natur der eingeschlossenen Mikrolithen von Muskowit ist in diesem Falle leicht erklärbar. Es handelt sich entweder um nicht umkristallisierte Bestandteile der Grundmasse, oder aber um Mineralkörner, die den bei der Umkristallisation in Albit (Albit kein oder wenig K) resultierenden Kali-Überschuss aufgenommen haben. Manchmal sind die Plagioklaskörner auch undulös; Kristallisations- und Deformationsphasen scheinen interferiert zu haben. Auch Staub beschreibt ähnliche Gesteine aus der Bernina (39):

er fasst das granoblastische Grundgewebe als „durch Sammelkristallisation umkristallisierten Trümmerbrei der Mylonittypen" auf und nennt die Struktur blastomylonitisch. Der Begriff Blastomylonit dürfte in der 1912 von SANDER (25) gegebenen Definition (ganz oder zum Teil regenerierte Mylonite) die Erscheinung sehr gut charakterisieren.

Wie ist aber diese Umkristallisation gewisser Mylonitlagen zu erklären? STAUB glaubt für seine Rosegmylonite eine Temperatursteigerung annehmen zu müssen und vermutet, „dass durch die Hitze, welche dem ophiolitischen Intrusivkörper entströmte (in unmittelbarer Nähe gelegener Serpentin), die Effekte der Mylonitisierung durch Sammelkristallisation z. T. wieder ausgeheilt werden" (39, pag. 25). Etwa 20 m unter den Blastomyloniten des Pra Putèr ist zwar ebenfalls ein Serpentin anstehend; aus geologischen und petrographischen Überlegungen glauben wir aber nicht an dessen Einfluss auf die Mylonite. Die besprochenen Umkristallisationen sind beschränkt auf eine schmale Lage 6—7 m über der Basis des Putèrkristallins. Wenn die liegenden Ophiolite für diese Erscheinung verantwortlich wären, so müssten die unmittelbaren Kontaktzonen am stärksten umkristallisiert sein. Das ist aber nicht der Fall. Wir glauben, keine Temperaturerhöhung irgendwelcher Art annehmen zu müssen. Denn beim Prozess der Mylonitisierung dürfte die Temperatur so hoch sein, dass schon bei einem momentanen Stillstand der Durchbewegung Umkristallisationen möglich sind. So glauben wir annehmen zu dürfen, dass gleichzeitig, während die Deformation gewisse Mylonitzonen noch weiter ergriff (helizitisch gefältelte Ultramylonite und Mylonite mit Bruchtektonik), in andern Lagen die Bewegung zur Ruhe kam und so die Bildung von Blastomyloniten ermöglichte. So kann das Zusammenvorkommen auf engem Gebiet von klastischen und blastischen Myloniten erklärt werden.

b) Augengneismylonite des Magnacun

Tektonische Lage: Die zu besprechende Serie von Augengneismyloniten stammt von der Basis der Silvrettadecke. Am SW-Ende des Unterengadinerfensters, zwischen Ardez und Giarsun, bildet der Inn im Magnacun eine tiefe Schlucht und schliesst dabei den Kontakt zwischen den Sedimenten der Fensterserie und dem Silvrettakristallin auf. Auf der rechten Talseite wurde von Suot Calögna zum Inn hinunter eine Handstückserie durch die basalen Silvrettagneise geschlagen. Der am stärksten umgeformte Typ 5 liegt direkt am Fensterrand; der mylonitische Augengneis 1 etwa 20 m über der

Basis der Silvrettadecke. Die Proben sind im Abstand von 5 zu 5 Meter geschlagen worden. Die Intensität der Umformung scheint mit der Annäherung an die Deckenbasis stetig zuzunehmen.

1. Augengneis mit ausgeprägter Paralleltextur 20 m über der Deckenbasis

Dieses Gestein ist ein stark ausgezogener, aber noch typischer Augengneis. Quarz, Plagioklas und die Glimmer sind ausgeprägt parallel angeordnet, nur durch die 2—3 cm langen, ausgeschwänzten Kalifeldspataugen entsteht eine schwach lentikulare Textur.

Die linsenförmigen Kalifeldspate bestehen teils aus einheitlichen, unversehrten Individuen, teils sind sie zerbrochen und besitzen Mörtelkränze. Mikroklingitterung und Perthitbildung ist häufig. Die undulösen Quarzkörner besitzen spindelförmige Umrisse (ca. 0,2—1 mm); sie sind meist nach n'_γ gelängt. Daneben finden sich auch Kleinkörner (d max. = 0,02 mm). Die rundlichen Plagioklase von durchschnittlichem Durchmesser von 0,2 mm sind vollgepfropft von glimmerartigen Einschlüssen. Quarzspindeln und gleichförmige Plagioklase und Mikrokline bilden parallele Lagen im Gestein, die jeweils durch Glimmerbänder getrennt sind. Chloritisierung der Biotite ist selten.

Mineralprozente: Kalifeldspat: 45 Vol.%, Quarz: 25 %, Plagioklas: 20 %, Muskowit: 5 %, Biotit: 5 %.

In den folgenden Mylonittypen kann der prozentuale Mineralgehalt nicht mehr abgeschätzt werden.

2. Mylonitgneis

Muskowitgneis mit bis 1 cm grossen Kalifeldspatporphyroklasten. 15 m über der Deckenbasis.

Die Parallelanordnung der einzelnen Mineralarten ist hier noch ausgeprägter wie im vorhergehenden Typus; die Korngrösse und die Mächtigkeit der Lagen ist noch weiter gesunken.

Die Augen bestehen aus Mikroklinperthit. Die Quarzspindeln sind ca. 0,2 mm lang. Plagioklas ist durchwegs sericitisiert und saussuritisiert. Biotit ist in Chlorit umgewandelt. Als sekundäre Mineralien sind Sericit, Zoisit-Epidot und Chlorit entstanden.

3. Gneismylonit

Grünlicher, wachsglänzender Sericitgneis mit Mikroklintrümmern. 10 m über der Deckenbasis.

In diesem Stadium vollzieht sich die eigentliche Zertrümmerung des Ausgangsgesteins. Der Gneis geht allmählich in einen feinkörnigen Quarz-Sericitschiefer über.

Die nur reliktisch vorhandenen Augen bestehen aus einzelnen Bruchstücken von Mikroklin, zwischen die sich Quarz- und Plagioklaskörner sowie Sericitnadeln drängen. An Stelle der undulösen Quarze treten vielfach unversehrte Kleinkörner. Epidot als Umwandlungsprodukt des anorthitischen Anteils der Plagioklase ist hauptsächlich in die Sericitbänder eingestreut. Die Quarz- und Sericitbänder sind schwach gefaltet.

4. Mylonit

Grünlicher wachsglänzender Quarz-Sericitschiefer.

Die Kalifeldspataugen sind nahezu verschwunden, es resultiert ein Quarz-Sericitschiefer mit sericitischen Feldspattrümmern.

5. Ultramylonit

Grünlicher, wachsglänzender Schiefer.

Es ist ein äusserst feines Grundgewebe von Quarz und Sericit vorhanden, das durch linear gestreckte, parallele Sericitzüge gegliedert ist. Der Durchmesser der rundlichen Quarzkörner beträgt durchschnittlich 1 μ; die Sericitschüppchen haben im Schnitt senkrecht zur Schieferung Ausmasse von ca. 0,5 $\mu \times 3\,\mu$. In gewissen Lagen kommen auch Neubildungen von saurem Plagioklas vor. Im gleichen Schliff sind nebeneinander Mylonit-, Ultramylonit- und Blastomylonitlagen ausgebildet.

c) Mylonite von Lagen- und Adergneisen des Macun

Die oben beschriebenen Mylonite des Pra Putèr und Magnacun haben im grossen Ganzen homogene Gesteine, mächtige Augengneise, als Ausgangstypen. Petrographisch praedestinierte Gleitbahnen sind nicht vorhanden; die Mylonite finden sich nur in tektonisch bedingten Horizonten. Im Gegensatz dazu bilden die Lagen- und Adergneise des Macun eine Wechselfolge von Zonen verschiedener Zusammensetzung und verschiedener Gleitfähigkeit. Die alpine Dislokation benützte hier die besten Gleitbahnen als Bewegungshorizonte. Vor allem die glimmerreichen Lagen wurden alpin mobilisiert und umgeformt. Die alpine Dislokationsmetamorphose war also selektiv.

Die zu besprechenden Lagengneise und deren Mylonite stammen aus dem Macun, der hufeisenförmig von Bergen umgebenen Seenplatte im Zentrum der Nunagruppe. Tektonisch liegen sie zwischen

zwei alpin dislozierten Orthogneisschuppen (Arpiglias- und Baselgia-Laschaduraschuppe). Diese Mischgneise in der Basis der Laschaduraschuppe bilden eine der ausgeprägtesten alpinen Gleitbahnen im Innern der Nunagruppe. Die Mylonitzonen sind aber jeweils nur wenige Meter, manchmal gar nur wenige Centimeter mächtig. Auffallend ist die häufige Wechsellagerung von Myloniten mit makroskopisch fast unversehrten Gneisen (Kataklasiten).

1. Lagengneis (Ausgangsgestein)

Macun, westlich P. 2692.

Ca. 0,5 bis 10 cm mächtige, helle und dunkle Bänder bilden lineare, parallele Lagen. Die rein weissen Lagen bestehen aus einem gleichkörnigen Pflaster von Quarz (40 %) und Plagioklas (60 %) mit wenigen eingestreuten Biotit- und Muskowitnadeln (1 %). Manchmal kann Biotit bis 10 % des Mineralbestandes bilden, dann sind die hellen Bänder schwarz gesprenkelt. In den dunkeln Lagen ändert sich gegenüber den hellen Bändern nicht der Mineralbestand, sondern nur das Mengenverhältnis. Es gelten folgende Volumenprozente: Biotit: 20 %, Muskowit: 15—20 %, Plagioklas: 30—40 %, Quarz: 30—40 %. Diese glimmerreichen Lagen besitzen ausgezeichnete Paralleltextur.

2. Mylonitischer Lagengneis

Macun, nördlich P. 2762.

Die dunkeln Lagen sind schwach gewellt und stark ausgequetscht. U. d. M. zeigen die hellen Bänder keinerlei Veränderungen gegenüber dem vorhergehenden Typus; die dunkeln Lagen dagegen sind stark ausgewalzt. Es sind nur noch Quarzkleinkörner vorhanden. Plagioklas ist nicht mehr zu sehen, wahrscheinlich ist er vollkommen sericitisiert. Die hellen Glimmer sind verbogen und verzerrt. Als Überreste der dunkeln Glimmer können pigmenthaltige, sericitische Haarsträhnen angesehen werden; tatsächlich zeigen sich bei starker Vergrösserung in diesen dunkeln Strähnen noch vereinzelte pleochroitische Biotitschüppchen. Chloritisierung ist nicht vorhanden.

3. Mylonit

Macun, südlich P. 2762.

Wachsglänzender Mylonit mit schwarzen und hellen Bändern. In diesem Gestein sind auch die hellen Bänder stark kataklastisch. Besonders an polysynthetisch verzwillingten Plagioklasen können Verbiegungen und rupturelle Korntrennungen deutlich verfolgt wer-

den; aber auch an Quarz finden sich Musterbeispiele von Kornzertrümmerungen; es sind Körner der verschiedensten Dimensionen vorhanden.

Die dunkeln Lagen bestehen zum Teil aus einem feinen Pflaster von Quarzkleinkörnern ($d = 1 - 20\,\mu$) mit wenigen grössern Körnern, zum grössern Teil aber aus Sericitzügen. Diese Sericite bilden scheinbar grössere, bis ½ cm lange Individuen, die einheitlich polarisieren. Bei starker Optik zerfallen aber diese „einheitlichen" Sericite in Aggregate feinster, geregelter Sericitschüppchen. Diese Sericitaggregate sind schwach pleochroitisch, sie dürften zum Teil aus Biotiten entstanden sein. Schnurartig angeordnete Mineralstäubchen starker Licht- und Doppelbrechung (Epidot?) und Pigmentzonen durchziehen sie. Die Glimmer bilden verbogene, lang ausgezogene Züge. Die Mylonitisierung ist auch in diesem Stadium in den dunkeln Lagen viel weiter fortgeschritten wie in den hellen.

d) Paragneismylonite

Paragneise kommen in den Mylonitzonen der Nunagruppe selten vor. Nur in der Basis des Mezdi und oberhalb Graschitsch (Val Sampuoir) finden sich Paragneismylonite. Sedimentgneise sind viel empfindlicher für mechanische Beanspruchung als Granitgneise. Kompakte Paragneismylonite sind keine vorhanden, sie zerfallen meist in einzelne Trümmer und in Staub.

Die Mylonitisierung der Paragneise soll an typischen Sedimentgneisen, an Staurolithglimmergneisen, studiert werden. Die einzelnen Typen stammen von verschiedenen Lokalitäten.

1. Staurolithglimmergneis (Ausgangstyp)

Vorkristallin gefalteter Paragneis mit Porphyroblasten von Granat und Staurolith. Mechanisch unversehrte Biotite setzen sich zu bogenförmigen Balken zusammen. (Mineralogische Beschreibung des Gesteins bei den Paragneisen pag. 204.)

2. Ausgewalzter Staurolithglimmergneis

Nordseite des P. Mezdi, 2400 m.

Das Mikroskop enthüllt geradezu ein Musterbild nachkristalliner Deformation. Quarz ist stark undulös. An Plagioklaskörnern kann bei polysynthetischer Verzwillingung Verbiegung der Zwillingslamellen konstatiert werden, ausserdem sind Anfänge von Sericitisierung vorhanden. Staurolith ist randlich sericitisiert, er zerfällt in Einzelkörner. Am auffallendsten ist aber die Deformation der hellen und dunkeln Glimmer, die verbogen und ausgequetscht sind. In

Faltenscheiteln finden sich feinste Stauchfalten. Die Glimmer markieren ausserdem die das ganze Gestein durchziehenden Scherflächen. Biotit ist teilweise chloritisiert. Nur die ditrigonalen, kleinen Turmalinkörnchen sind unversehrt.

3. Mylonit

600 m nordwestlich Alp Sampuoir, 2100 m.

Dunkler, sehr fein gefältelter Schiefer, leicht verwitternd und zu Staub zerfallend.

Dieses Gestein ist so bröckelig, dass es schwierig ist, einen Schliff herzustellen. Die geringe Konsistenz fällt besonders gegenüber den benachbarten, kompakten Orthogneismyloniten auf. Unter dem Mikroskop ist nur noch ein gefältelter Grus von Quarz, Sericit, Chlorit und kohliger Substanz erkennbar, der manchmal von sekundären Quarzadern durchbrochen wird.

e) Mylonitische Amphibolite

Mylonitische Amphibolite sind sehr selten. Die grosse Widerstandsfähigkeit der Amphibolite gegen mechanische Beanspruchung zeigen am deutlichsten die in ihnen eingeschlossenen Diabasgänge. Von sechs Diabasen des Gipfelstockes des P. Nuna sind fünf geschiefert und verruschelt. Nur ein einziger, in einem Amphibolit eingeschlossener Diabas ist vollkommen massig, trotzdem dieser Gang am nächsten an der mechanisch stark beanspruchten, südöstlichen Deckengrenze der Silvretta liegt. Er scheint in diesem Amphibolitstock gegen mechanische Umformung isoliert zu sein. Auf die ausserordentliche Widerstandsfähigkeit der Amphibolite hat schon Spaenhauer (35) hingewiesen.

Es konnte nur eine Probe von einem mylonitischen Amphibolit gefunden werden; sie stammt unmittelbar von der südöstlichen Deckengrenze der Silvretta bei Stragliavita (Val Laschadura).

Mylonitischer Eklogitamphibolit

Stragliavita, 2400 m.

Verruschelter Amphibolit mit Rutschspiegeln.

Das mikrodiablastische Grundgewebe von Hornblende (max. Länge 0,1 mm) und Plagioklas ist schwach gefältelt. Die Granate sind grösstenteils in kleine Körner zerfallen, die durch Serpentinadern getrennt sind. Der ganze Schliff ist von Klüften und Scherflächen durchzogen, die von einem sehr feinkörnigen (Korngrösse wenige μ) Gewebe eines grünen, nicht pleochroitischen Serpentinminerals besetzt sind. Die Mylonitisierung beschränkt sich also

grösstenteils auf die Bildung von Klüften und Rutschharnischen. Die Klemmpakete selber sind relativ wenig umgewandelt.

3. DISKUSSION DER VORGÄNGE BEI DER MYLONITISIERUNG

a) Allgemeines.

Wir haben somit die Mylonitisierung als einen vorwiegend destruktiven Prozess kennen gelernt. Mechanische Deformationen verändern erst nur einzelne Mineralkörner und zerstören schliesslich das ganze ehemalige Gesteinsgefüge. Wenn Rekristallisationen auch mitspielen, so werden sie doch immer wieder von Deformationen überholt.

Körner der gleichen Mineralgattung werden je nach der Art der Beanspruchung verschieden deformiert. Quarz verhält sich je nach den Umformungsbedingungen plastisch (Translationen) oder spröde (Kataklase). Es kann somit auch einem chemisch und physikalisch gut definierten Körper kein bestimmtes Festigkeitsverhalten zugeschrieben werden.

Unter gegebenen Bedingungen (z. B. bei den mylonitischen Augengneisen vom Pra Putèr) wird Quarz plastisch, Kalifeldspat klastisch deformiert, und Plagioklas geht durch molekulare Umwandlungen in bestandfähigere und gleitfähigere Verbindungen über, während Apatit überhaupt keine Verformung zeigt. Verschiedene Mineralarten reagieren also auf die gleiche Beanspruchung verschieden.

Bei der Beschreibung der Mylonitserien wurde darauf hingewiesen, dass kataklastische, translatierende und rekristallisierte Mineralkörner nebeneinander vorkommen. Das gleiche gilt auch für ganze Gesteinskomplexe. Nicht nur im gleichen Schliff können Bänder rein kataklastischer Natur neben blastisch regenerierten Zonen bemerkt werden, sondern auch metermächtige Lagen rekristallisierter Gesteine können zwischen vollkommen kataklastischen Typen liegen.

Ähnliche Deformations-, Umkristallisations- und Rekristallisationserscheinungen treten auch bei der technischen Metallbearbeitung ein. Auf die Parallelen zwischen der Gesteinsumformung und den technologischen Experimenten der Metallographen ist vor allem von Schmidt (31) und Sander (27) hingewiesen worden. Wie weit die Verformungen der Gesteine und der Metalle direkt vergleichbar sind, kann endgültig erst entschieden werden, wenn die vom Petrographen beobachteten Umformungen der Natur auch im Laboratorium wiederholt worden sind, wie Mügge (17) das begonnen hat, und wenn die Verformungen der Gesteine so genau analysiert sind, als

die Gefügeanalyse es ermöglicht. Sicher sind grosse Unterschiede vorhanden: Der Metallographe experimentiert mit Metalleinkristallen oder mit monomikten Korngefügen der Elemente. Der Petrographe hingegen konstatiert die in der Natur vollzogenen Deformationen und Kristallisationen an monomineralen und polymineralen Silikat- und Karbonatgefügen. Sein Untersuchungsobjekt ist also von viel komplizierterer Zusammensetzung. Während der Technologe durch freie Wahl und durch Veränderung messbarer Kräfte die Umwandlungen am möglichst einfach gewählten Material feststellt, möchte der Petrographe umgekehrt vom Deformationsobjekt ausgehend auf die Deformationsbedingungen schliessen. Der Tektoniker möchte sogar den Beanspruchungsplan rekonstruieren. Ob das aber mit Hilfe gefügeanalytischer Untersuchungen je gelingen wird, ist besonders nach den Ausführungen von SCHMIDT (32) fraglich. Immerhin liegen noch keine Arbeiten vor über Gebiete, die gleichzeitig geologisch-tektonisch und petrographisch-gefügeanalytisch untersucht wurden. Es sollte einmal geprüft werden, wie weit die Bewegungsflächen und Bewegungsrichtungen, die durch geologische Felduntersuchungen (Richtungen durch Riefungen bestimmt) ermittelt wurden, mit den aus Maxima und Gürteln von Gefügediagrammen resultierenden Daten übereinstimmen. Noch deutlicher könnte die Frage natürlich durch Experimente beantwortet werden.

b) Umwandlungen der Gefügeelemente bei der Mylonitisierung

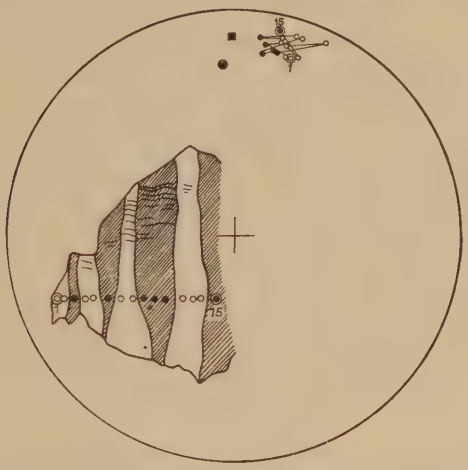
Zunächst sollen uns die Umwandlungen der Gefügeelemente beschäftigen. Um die bei der Mylonitisierung auftretenden Deformations- und Kristallisationserscheinungen übersehen zu können, sollen sie klassifiziert und eingehend untersucht werden, wobei auch auf die Parallelerscheinungen bei der technischen Metallbearbeitung hingewiesen werden soll. Es ist hier nur von bleibenden, über die Elastizitätsgrenze hinausgehenden Verformungen die Rede.

I. Rein mechanische Umformungen ohne chemische Umsetzungen.
   A. Gitterstörung im Einkristall.
   B. Kornzerstörung.
      a) Rupturelle Deformation (Kataklase).
         1. Bruchflächen abhängig vom Kornbau.
         2. Bruchflächen unabhängig vom Kornbau.
      b) Plastische Deformation (Translatives Kornfliessen).
      c) Blastische Deformation (Kristallisation von Kleinkörnern).

II. Chemische Umwandlungen (Bildung von bestandfähigeren und gleitfähigeren Verbindungen).

Gitterstörung im Einkristall ohne mikroskopisch erkennbare Zerstörung des Zusammenhanges der einzelnen Gitteraggregate.

Hier ist vor allem die an Quarz, Plagioklas, seltener an Kalifeldspat beobachtete Gitterstörung zu nennen, die sich in der undu-



Figur 1. Ein undulöses Quarzkorn mit Böhm'scher Streifung. Die hellen und dunkeln Punkte bezeichnen eine senkrecht zur Undulationsstreifung gemessene Serie von optischen Quarzachsen, wobei die dunkeln Kreise den in der gezeichneten Lage des Kornes ausgelöschten Undulationsstengeln entsprechen. In der Projektion sind die aufeinander folgenden n_γ miteinander verbunden. Das grosse schwarze Quadrat und der grosse schwarze Kreis sind die in der Projektionsebene um 15° gegen Osten gedrehten Projektionsorte eines Poles auf Böhm'sche Lamellen und des entsprechenden n_γ. Diese optische Quarzachse bildet mit dem Lamellenlot einen Winkel von 9°.

lösen Auslöschung des Kornes äussert. An Quarz kann sie am leichtesten studiert werden. Die Undulationsstreifung ist abhängig vom Kornbau, sie verläuft immer parallel n_γ und ist darum in den Schnitten maximaler Doppelbrechung am deutlichsten erkennbar. Die Abhängigkeit vom Kornbau und die Unabhängigkeit vom Strainellipsoid des Gesteinsgefüges ist frappant: in der gleichen Quarzzeile eines senkrecht zur Schieferung geschnittenen Gneises kann je nach der Orientierung des Kornes ($n'_\gamma \perp s$ oder $n'_\gamma \parallel s$) Undulationsstreifung senkrecht zur Schieferung oder parallel zur Schieferung bemerkt werden, in beiden Fällen verläuft sie aber parallel n'_γ des Kornes.

Im einfachsten Falle wandert die Auslöschungswelle stetig vom einen Kornende zum andern. Dann bildet eine senkrecht zur Undulationsstreifung gemessene Serie von Quarzachsen in der stereographischen Projektion eine Migrationskurve, die sich ohne wesentliche Richtungsänderung vom Anfangs- zum Endpunkte hinzieht.

Häufiger ist aber der Fall, dass die Auslöschungswelle sprunghaft aufhört und im umgekehrten Sinne weiterwandert. Die optisch erkennbaren „Sprünge" sind aber keine morphologischen Risse. Wenn mehrere solcher sprunghaften Umkehrstellen im gleichen Quarzkorn vorhanden sind, so erinnert das mikroskopische Bild an polysynthetische Verzwillingung. Beim Einstellen der Undulationsstengel parallel zu einer Nicolhauptschwingung erscheinen abwechselnd helle und dunkle Streifen. Die auf dem Drehtisch eingemessenen optischen Achsen der hellen und der dunkeln Stengel fallen je in gemeinsame Projektionsfelder. Wenn wir die auf einer Geraden senkrecht zur Streifung liegenden Quarzachsen in der Projektion der Reihe nach miteinander verbinden, so ergibt sich eine spinnetzähnliche Figur. Die in Figur 1 gegebene Darstellung dieses Falles zeigt, dass eine gewisse Annäherung an polysynthetische Verzwillingung vorliegt. Der Bereich, den die Achsen undulöser Körner durchlaufen können ist der gleiche, in dem sich rupturell (mit und ohne Beziehung zum Kornbau) zerlegte Kleinkörner bewegen, die einem Überindividuum angehören. In der Orientierung der einzelnen Teilchen besteht also kein Unterschied zwischen einem undulösen und einem zerbrochenen Quarz (siehe auch SANDERS Gefügekunde).

Auflösungen eines einheitlichen Gitters in einzelne, zusammenhängende Gitteraggregate von verschiedener Orientierung sind beim Biotit schon makroskopisch erkennbar (Zerrfiguren ohne Reissen). Seltener ist diese Erscheinung an polysynthetisch verzwillingten Plagioklasen zu sehen.

Deutlich zweiachsige Quarze konnten nicht gefunden werden, trotzdem ein besonderes Augenmerk darauf gerichtet wurde. Auch beim Einmessen am Drehtisch hätten solche Anomalien ja auffallen müssen.

Rupturelle Deformation (Kataklase)

1. Trennungsflächen abhängig vom Kornbau. Bei weitergehender Beanspruchung der undulösen Quarze erfolgt oft eine rupturelle Teilung der beschriebenen Undulationsstengel nach n_γ.

2. Trennungsflächen unabhängig vom Kornbau. Am einwandfreisten ist diese Erscheinung an den Kalifeldspatporphyroklasten der Augengneise zu konstatieren. Undulöse Kalifeld-

spate sind oft in verschiedene Stücke zerbrochen; die unregelmässigen Risse und Klüfte sind manchmal mit Quarz ausgeheilt. Verschiedene Zertrümmerungsstadien und auch die das zerstörte Auge umgebenden und gegen aussen abgrenzenden Glimmerzüge lassen die Herkunft von einem Einkristall nachweisen. Oft könnten auch die zerbrochenen Reste wieder zu einem einheitlichen Kristall zusammengesetzt werden. Auffallend ist, dass ein so gut spaltbares Mineral, wie es der Orthoklas ist, bei rupturellen Deformationen fast nie nach den Spaltbarkeitsebenen geteilt wird, sondern meist nach unregelmässigen Rissen und Klüften.

Schwieriger ist der Nachweis rein ruptureller Teilung beim Quarz. Es ist oft unmöglich zu entscheiden, ob rekristallisierte oder klastische Kleinkörner vorliegen. Das Fehlen von undulöser Auslöschung beweist nicht, dass es sich um rekristallisierte Kleinkörner handelt, denn auch an kleinen Ausschnitten undulöser Grosskörner etwa von der Dimension der Kleinkörner liesse sich kaum Undulation erkennen. Umgekehrt ist es aber sehr schwer, sichere Kriterien für die kataklastische Natur der Kleinkörner zu finden. Das Vorhandensein von Gesteinsstaub spricht wohl für Kataklase; das Fehlen aber nicht dagegen, denn es kann angenommen werden, dass die Zertrümmerung unter bestimmten Bedingungen nur bis zu einer gewissen minimalen Korngrösse geht. Als ein sicheres Kriterium für Kataklase darf aber wohl das Vorhandensein von Körnern der verschiedensten Dimensionen gehalten werden.

Andere sicher rupturelle Korntrennungen sind zwar unabhängig vom Kornbau, aber abhängig von den Gefügedaten, so die in allen Silvrettagneisen häufigen ac-Risse und Klüfte. Eine Serie von solchen ac-Rissen wurde eingemessen; ihre Flächenpole ergaben ein ausgezeichnetes Maximum in der ab-Ebene, das einen Winkel von 20°—30° mit der b-Achse bildete. In 50 Fällen wurde der Winkel zwischen der optischen Achse der Quarzkörner und den entsprechenden Polen der ac-Risse gemessen. Es ergab sich zwar eine Häufung bei 70°—80°, doch dürfte dies darauf zurückzuführen sein, dass sowohl die Quarze wie die ac-Risse ausgezeichnet geregelt sind. Eine Abhängigkeit vom Kornbau ist auszuschliessen, da oft die gleiche Kluft mehrere, verschieden orientierte Quarze der gleichen Zeile durchschlägt.

Plastische Deformation (Translatives Kornfliessen)

Translatives Kornfliessen ist von grosser Bedeutung für die Quarzregelung und soll deshalb am Beispiel der Gefügeregelung der Mylonitgneise von Pra Putèr besprochen werden.

Blastische Deformation

Schon bei der Diskussion der klastischen Kornzertrümmerung wurde darauf hingewiesen, dass bei Kleinkörnern nicht immer entschieden werden kann, ob klastisch zertrümmerte oder rekristallisierte Körner vorliegen. Das Fehlen von undulöser Auslöschung oder von Gesteinsstaub kann nicht als entscheidendes Argument ins Feld geführt werden. Vor allem das Problem des „Quarzmörtels" um undulöse Grosskörner ist sehr heikel. Die Suturen der Kleinkörner sind oft kompliziert verzahnt. Manchmal bilden die Kleinkörner auch ein isometrisches Mosaik; es sind hauptsächlich Individuen einer Korngrösse vorhanden. Diese Tatsachen weisen darauf hin, dass solche Kleinkörner wohl nicht durch Klastese, sondern durch Blastese entstanden sind.

Ein kleiner Ausschnitt aus einem Schliff gab uns ein weiteres Argument für die blastische Natur der Kleinkörner. In einem Mylonitgneis aus dem „Obern Gneiszug" bildet Quarz ein isometrisches Kleinkornpflaster; undulöse Grosskörner sind nicht mehr vorhanden. Ein grösserer Kalifeldspatporphyroklast ist längs einem unregelmässigen Riss in zwei Teile gespalten; jeder Vorsprung der einen Hälfte passt in eine Vertiefung der andern. Die Kluft zwischen den beiden direkt aneinander passenden Teilstücken des Kalifeldspates ist von Quarzkleinkörnern (ohne Sericit!) gleicher Art und Dimension besetzt, wie das umgebende Quarzpflaster, aus dem sie wahrscheinlich zugeführt wurden. Es müssen folglich Stoffwanderungen nach Deformation des Kalifeldspates angenommen werden, die nur bei molekularen Bewegungen (Kristallisationen) eintreten konnten. Wenn aber die Quarze in den Kalifeldspatrissen durch Kristallisation entstanden sind, so ist das auch für die gleichartigen Quarze des Mörtels anzunehmen.

Wir glauben, dass blastische „Quarzmörtel" sehr häufig sind. Auch beim ganzen Vorgang der Mylonitisierung, der doch ein vorwiegend destruktiver Prozess ist, dürften Kristallisationen in hohem Masse mitspielen. Nur werden blastische Produkte wohl immer wieder deformiert. Beim Übergang eines Augengneises in einen Quarz-Sericitschiefer müssen ja molekulare Bewegungen und chemische Umsetzungen eine grosse Rolle spielen (Deformationsverglimmerung der Feldspate).

Ähnliche isometrische Kleinkorngefüge erhalten die Metallographen durch Glühen von kaltgereckten Metallen. Die Deformationsstrukturen verschwinden dabei vollkommen und es entstehen re-

kristallisierte, unversehrte Kristallite (44). Unsere Quarzmörtel könnten ebenso als erst deformierte und dann rekristallisierte Gefüge interpretiert werden. Es könnte also zeitliche Trennung von Deformation und Kristallisation angenommen werden. Dass das Endprodukt auf diese Weise entstehen kann, beweisen die analogen Erscheinungen bei der Metallbearbeitung. Nun spricht aber die enge Verbundenheit von Ultramyloniten mit Blastomyloniten, sowie das Zusammenvorkommen von blastischen und klastischen Körnern im gleichen Gestein eher für Gleichzeitigkeit von Deformation und Kristallisation. Auch geologisch ist dies wahrscheinlicher, denn wir müssten sonst erst eine Auswalzung annehmen und dann eine schwer erklärbare Temperaturerhöhung (Versenkung in grosse Tiefen, Intrusion?), die die Rekristallisation ermöglichte. Dabei wäre unerklärlich, wieso nur gewisse Horizonte vollständig rekristallisierten und andere Lagen ihre klastischen Strukturen bewahrten. Dieser Einwand kann aber nicht erhoben werden, wenn gleichzeitige Deformation und Kristallisation, also eine Deformation unter hohem Druck und unter hoher Temperatur angenommen wird, wobei in gewissen Lagen die Deformationsgeschwindigkeit grösser war, wie die Kristallisationsgeschwindigkeit, in andern Horizonten dagegen die Kristallisation die Deformation überwog. Wir glauben also wenigstens für die Pra Putèrmylonite und für diejenigen des „Obern Gneiszuges" annehmen zu müssen, dass bei der gleichen Walzbewegung prae-, para- und postkristallin deformierte Gesteine entstehen können, je nachdem ob Deformationsgeschwindigkeit $\lessgtr$ Kristallisationsgeschwindigkeit (25). Dadurch, dass die Beziehung der Deformation zur Kristallisation zeitlich festgelegt wird (nachkristallin, vorkristallin), sind leicht Missverständnisse möglich.

Bei einer Verformung unter hoher Temperatur (Warmreckung) tritt wohl nicht erst eine Zertrümmerung (Kaltreckung) und dann eine nachherige Rekristallisation (Glühung) des Gefüges ein, wenn Warmreckung auch begrifflich eine Kombination von Recken und Glühen ist; es ist viel wahrscheinlicher, dass sich dabei kleine Gitterteile des Grosskorns direkt durch Kristallisation von unversehrten Kleinkörnern den veränderten Verhältnissen anpassen. Es dürfte überhaupt nie Gesteinsstaub vorgelegen haben, der nachträglich rekristallisierte, sondern bei einer Deformation unter hohen p—t-Bedingungen ist die Entstehung von Kleinkörnern einer bestimmten Dimension anzunehmen. Experimente zur Belegung dieser Auffassung fehlen.

Chemische Umwandlungen

Die Ausgangsgesteine der Orthogneismylonite sind Augengneise; die Endprodukte bilden Quarz-Sericitschiefer. Es treten also bei der Mylonitisierung neben der Zertrümmerung auch chemische Umsetzungen ein; am deutlichsten zeigt das die Sericitisierung der Feldspate, die SANDER treffend Deformationsverglimmerung genannt hat.

Die Kalifeldspate sind bis zu einem gewissen Grade sehr widerstandsfähig gegen mechanische Beanspruchung. Sie sind auch in den fortgeschrittenen Stadien der Mylonitisierung noch als Porphyroklasten erhalten. Sobald aber klastische Korntrennung eintritt, kann auch gleich eine Umwandlung in Quarzkörnchen und in Sericitschüppchen konstatiert werden. Dass diese letztern Produkte aus Kalifeldspat hervorgegangen sind, kann mit Hilfe der Glimmerzüge einwandfrei festgestellt werden. Die Muskowit-Biotitzonen umschmiegen die unversehrten Porphyroblasten der Augengneise und isolieren sie gegenüber dem gleichkörnigen Quarz-Plagioklas-Mikroklingefüge. Alles was in den Gneismyloniten im Innern der Ausbuchtung dieser Glimmerzonen liegt, die in Pigment-Sericitzüge übergehen, kann folglich nur von den Kalifeldspaten stammen. Es können folgende Umwandlungsstadien der Kalifeldspäte unterschieden werden: unversehrter K. F. → K. F. mit Mikroklingitterung → klastischer K. F. mit Mörtelkranz von Mikroklin-, Quarz- und Albitkleinkörnern und Sericitschüppchen → Quarzsericitgewebe mit eingelagerten Bruchstücken von K. F. → feinkörniges Quarzsericitgewebe. Wenn die Kalifeldspate des Ausgangsgesteins schon sericitisiert sind, so vollzieht sich bei der Mylonitisierung die Entmischung viel rascher und unvermittelter. Es ist eine bekannte Tatsache, dass Kalifeldspat in höhern Tiefenstufen nicht bestandfähig ist und in Quarz und Sericit übergeht. Bei tektonischer Beanspruchung der Gesteine scheint die Umwandlungsgeschwindigkeit erhöht zu werden. Neben der physikalisch-chemisch bedingten, geringen Bestandfähigkeit des Orthoklases in höhern Tiefenstufen scheint aber auch die geringe Gleitfähigkeit der Kalifeldspate — die Orthoklase wälzen und drehen sich, ohne dass Translationen eintreten — zur Umwandlung in das viel gleitfähigere System Quarz-Sericit beizutragen. Von SCHMIDT (31) ist darauf hingewiesen worden, dass die Bestandunfähigkeit eventuell von der geringen Gleitfähigkeit abhängig ist. „Es ist die Möglichkeit vorhanden, dass in diesem Unvermögen des Orthoklases, wenigstens bei geringen Temperaturen, sich mechanischen Umformungen durch innere Gleitung

anzupassen, die Ursache seiner Unbeständigkeit in höhern Tiefenstufen liegt. Es gibt ja für denselben Stoffbestand die ungleich gleitfähigere Gruppe Muskowit-Quarz."

Da aber auch die Orthoklase von Gesteinen, die keine Durchbewegung erlitten haben, z. B. diejenigen von kataklastischen Schwarzwaldgraniten, sericitisiert sind, dürfte doch die geringe Bestandfähigkeit des Kalifeldspat bei tiefern Temperaturen die primäre Ursache der Sericitisierung sein.

Auffallend an der Deformation der Kalifeldspate ist die Kombination von rupturellen Erscheinungen und molekularen Umwandlungen, die für eine Verformung bei relativ niedern Temperaturen spricht.

c) Umwandlungen des Gesteinsgefüges bei der Mylonitisierung

Die Mylonitisierung führt zu einer vollkommenen Umprägung des Gesteinsgefüges. Aus den grobflasrigen Augengneisen der Silvretta entstehen am Pra Putèr graue oder bräunliche Schiefer, in einem Fall (Blastomylonit) auch dichte quarzitähnliche Gesteine. Typisch für die Augengneismylonite der Basis der Silvrettadecke (Magnacun) sind grünliche, wachsglänzende Schiefer. In allen Fällen spalten mylonitische Gesteine ausgezeichnet nach dem Hauptbruch. Die Verschieferung ist in unserem Gebiet das makroskopisch typischste Merkmal der Mylonite; dichte Gesteine konnten nur unter den Blastomyloniten gefunden werden. Diese Schieferung ist das Abbild der Gleitflächen des Gesteins. Wie geologisch-tektonisch nachgewiesen werden konnte, liegen die Mylonitzonen der Nunagruppe, also die alpinen Bewegungsbahnen, in den alten S-Flächen der Silvrettagneise. Alte Gleitbahnen wurden alpin mobilisiert. Die Ausgangsgesteine unserer Mylonite sind keine richtungslos körnigen Granite, sondern Gneise, also mechanisch anisotrope Gesteine, deren vorgezeichnete S-Flächen von den Teilbewegungen während der alpinen Mylonitisierung als Flächen bester Wegsamkeit benützt und ausgebaut wurden. Die Ausgestaltung der welligen S-Flächen der Augengneise zu hervorragenden Gleithorizonten ist wohl die interessanteste Erscheinung bei der mylonitischen Umprägung des Gesteinsgefüges. Schliffe geben ausgezeichnete Momentbilder von den verschiedenen Bewegungen.

Die Ausgangsgesteine der Pra Putèrmylonite besitzen ausgeprägte lentikulare Textur; Glimmer ist stets, Quarz häufig, in parallele Zeilen angeordnet, die sich um die grossen Kalifeldspataugen

schmiegen. Diese Orthoklase sind eigentliche Hindernisse für die Ausbahnung der Gleitflächen im Gestein, wie vor allem Bewegungsbilder vom mylonitischen Augengneis Typ 2 zeigen. Die Kalifeldspate werden gedreht und gewälzt und erhalten dabei Mörtelkränze. Die sperrigen, allmählich kleiner werdenden Orthoklase zwingen die viel gleitfähigeren, zu Mineralzeilen separierten Glimmer- und Quarzlagen zu feinen Kleinfältelungen in den Stirn- und Rückteilen der Augen. Erst in einem weiter fortgeschrittenen Mylonitisierungsstadium (Typ 3) sind die Augen soweit ausgeschwänzt, dass sie gewissermassen Stromlinienform erhalten und so eine wirbelfreie Umströmung durch die Glimmer- und Quarzlagen ermöglichen. Dieses Stadium führt nun leicht über zur vollkommen linearen Textur der Mylonite und Ultramylonite.

Wenn in der Silvretta Mylonite meist geschieferte Gesteine sind, so muss doch darauf hingewiesen werden, dass aus andern Gegenden auch kompakte, dichte Mylonite bekannt sind. Die von M. Reinhard und H. Preiswerk beschriebenen Granitmylonite der Aiguilles Rouges (22) zeigen mikroskopisch zwar ähnliche Auswalzungserscheinungen wie die Gneismylonite der Nunagruppe; im Handstück weichen die beiden Typen aber deutlich voneinander ab: Die Nunamylonite sind Schiefer, die Aiguilles Rougesmylonite aber kompakte „Felsite". Ähnliche Granitmylonite, die makroskopisch oft schwer von Hornfelsen unterschieden werden können, finden sich in den Vogesen (z. B. westlich Col des Bagenelles). In beiden Fällen, in den Vogesen und in den Aiguilles Rouges, handelt es sich um hercynische Mylonite; dieser Altersunterschied gegenüber den alpinen Myloniten der Silvretta, der Bernina und der Errgruppe spricht wohl auch für andere Entstehungsbedingungen. Ausserdem mag bei einem richtungslos körnigen Gestein der Vorgang der Mylonitisierung anders verlaufen wie bei einem Gneis. Auf jeden Fall wird der Begriff Mylonit heute in einem viel umfassenderen Sinne gebraucht, als ihn z. B. 1915 Staub festgelegt hat (39, Seite 11: Mylonite sind immer geschieferte Gesteine), denn auch dichte Gesteine werden jetzt in der Literatur als Mylonite bezeichnet, wenn sie unter intensiven nachkristallinen Differentialbewegungen entstanden sind.

Eine gute Trennung der beiden Mylonittypen hat Quensel (21) durchgeführt, indem er in Mylonite und Mylonitschiefer scheidet. Die beschriebenen Silvrettagesteine sind demnach als Mylonitschiefer zu bezeichnen.

d) Regelung und Regelungsmechanismus

Es wurde versucht, die Gefügeregelung bei zunehmender My-

lonitisierung zu analysieren. Als Arbeitsbeispiel wurden die Augengneismylonite vom Pra Putèr gewählt. Diese gefügeanalytischen Untersuchungen stiessen auf verschiedene Schwierigkeiten.

Zunächst war es schwierig, homogene Bereiche zu finden. Ein Arbeitsbeispiel möge dies illustrieren. In zwei benachbarten Quarzzeilen eines mylonitischen Augengneises wurden im Ganzen 100 Körner eingemessen; die beiden Teil-Diagramme hatten gleiche Symmetrie, sie zeigten einen ausgeprägten ac-Gürtel. Eine dritte Quarzlage mit 80 Körnern ergab ebenfalls eine ausgezeichnete Regelung; das Maximum lag aber 45° schief zur ac-Ebene; der schwach angedeutete Gürtel war deutlich asymmetrisch. In dieser Quarzlage war ein mittelgrosses Kalifeldspatkorn eingeschlossen. Ein Vergleich des Schliffes mit dem Handstück ergab, dass dieses Korn einen Ausschnitt aus einem grossen Kalifeldspatauge bildet. Es wurden noch andere in der Nähe von Kalifeldspataugen gelegene Quarzzeilen eingemessen. Auch hier lieferten Teildiagramme voneinander abweichende Regelungen. Es zeigte sich also deutlich der Einfluss von Gefügegenossen.

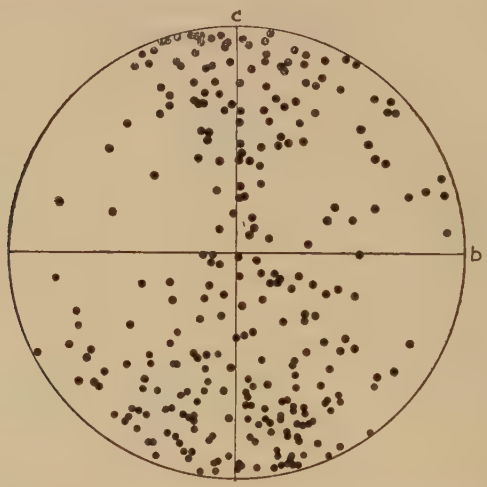
Um diese störenden Einflüsse auszuschalten, wurden nur noch möglichst gleichförmige Gefüge eingemessen. Da die Augengneise für gefügeanalytische Untersuchungen ungeeignet zu sein schienen, wurde in aplitisch-pegmatitischen Orthogneisen gemessen, die allerorts in der Silvretta den grossen Augengneiskomplexen eingelagert sind.

Eine zweite Schwierigkeit bot die geringe Korngrösse der Gneismylonite, die häufig Einmessungen verunmöglichte. Wenn die Spezialobjektive 3 und 4 von Leitz auch die erforderliche Vergrösserung liefern, so tritt bei grossen Neigungen um die H-Achse des Drehtisches doch häufig der Fall ein, dass sich verschiedene Körner überdecken. Es konnten aus diesem Grunde keine eigentlichen Mylonite, sondern nur Mylonitgneise analysiert werden.

Figur 2 zeigt das Diagramm einer relativ feinkörnigen Einlagerung im Augengneiskomplex des Pra Putèr. Es handelt sich um ein typisches Wachstumsgefüge, das nachkristallin ein wenig deformiert wurde. Das Diagramm liefert einen weit geöffneten, symmetrischen ac-Gürtel. Die fünf Teildiagramme stimmten nahezu überein; es ist also homotakte Regelung anzunehmen. Auch sechs andere Gefügediagramme von aktiv geregelten Gneisen der Nunagruppe ergaben solche symmetrische, weite ac-Gürtel.

Figur 3 stellt das Gefügediagramm eines aus dem gleichen Orthogneiskomplex stammenden Mylonitgneises dar, des beschrie-

benen, linear ausgewalzten Augengneises aus Val Sampuoir. Der Vergleich des Diagrammes dieses Mylonitgneises mit demjenigen des oben erwähnten Ausgangsgesteins der Pra Putèrmylonite soll die Veränderung der Gefügeregelung bei zunehmender Mylonitisierung zeigen. Es ergibt sich folgendes: Der ac-Gürtel ist viel enger geworden; die Regelung ist eine viel bessere. Der ausgezeichnete ac-Gürtel zeigt, welche Bedeutung der Normalen auf diese ac-Ebene, der schon im Handstück hervortretenden und im Feld einmessbaren B-Achse, zukommt. Bei rein tektonischer Problemstellung kann die Einmessung der B-Achsen in vielen Fällen Gefügeanalysen ersetzen.



Figur 2. Gefügediagramm (bc-Schnitt) einer aplitisch-pegmatitischen Einlagerung im Augengneiskomplex des Pra Putèr, 200 m nördlich P. 2317. Typisches, nachkristallin nur wenig deformiertes Wachstumsgefüge. Ausgangsgestein der Mylonite. 286 Quarzachsen.

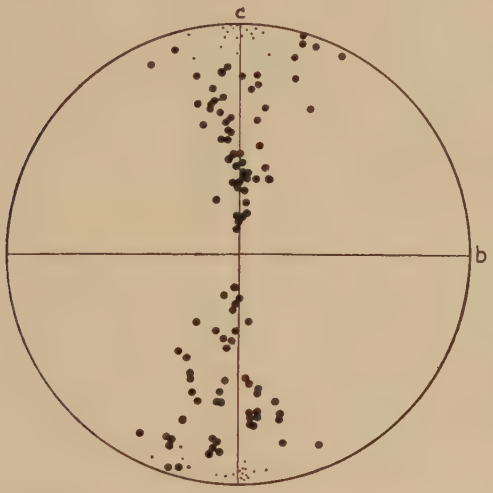
Tektonische Folgerungen dürfen aus der Lage der einzelnen Maxima dieses Gürtels nicht gezogen werden. Es wird im Folgenden gezeigt werden, dass diese Punkthäufungen Polen gleicher Translationsebenen entsprechen, und dass verschiedene Maxima verschiedenen, als Gleitflächen tätigen Gitterebenen, entsprechen. Verschiedene Maxima können also einer einzigen Beanspruchung und Durchbewegung zugeordnet sein, wie dies vor allem SANDER (29) gezeigt hat. Es darf deshalb nicht kritiklos aus verschiedenen Maxima eines Gefügediagrammes auf verschiedene tektonische Phasen geschlossen werden (15).

Von allgemeinem Interesse ist der Mechanismus der Quarzregelung in Myloniten. Beim Studium der Mylonitschliffe vom Pra Putèr

zeigt sich schon morphologisch, dass die mechanische, passive Regelung durch plastisches Kornfliessen zustande kommt.

In den Quarzen sind erst feine Lamellen (Böhm'sche Streifen) sichtbar, die bei zunehmender Beanspruchung in Gleitflächen übergehen. Solche Übergänge sind in einigen Schliffen sehr schön erkennbar (siehe Tafel I, Figur 1). Es wurden am Drehtisch folgende Winkel zwischen optischen Quarzachsen und Loten auf Böhm'sche Lamellen gemessen:

4^0, 6^0, 6^0, 7^0, 7^0, 7^0, 8^0, 8^0, 8^0, 9^0, 12^0, 12^0, 14^0.



Figur 3. Gefügediagramm (bc-Schnitt) eines linear ausgewalzten Mylonitgneises aus Val Sampuoir, 250 m südlich Alp Sampuoir, P. 1858, am Alpweg nach Plan Surröven. 107 Quarzachsen (grosse Punkte) und 37 Pole auf Translationsflächen (feine Punkte).

Es zeigt sich also, dass die Böhm'sche Streifung vom Kornbau abhängig ist, worauf hauptsächlich Mügge (16) hingewiesen hat. Mügge hat diese Streifen schon im Jahre 1896 als Spuren von Translationsebenen gedeutet. Nach den oben gegebenen Daten könnte sowohl die Basis (0001) wie die Rhomboederfläche $(10\bar{1}9)$ Translationsfläche sein. Das Maximum zwischen 7^0 und 8^0 spricht eher für die letztere Fläche ($\varrho = 8{,}02$). Doch wenn berücksichtigt wird, wie heikel solche Messungen sind, und wenn man bedenkt, dass die Lamellen häufig verbogen sind, so kann diese Frage nicht sicher entschieden werden.

In einem Schliff konnten in einigen Quarzkörnern jeweils zwei, in einem Fall sogar drei verschiedene Systeme von Korngleitflächen

beobachtet werden (siehe Tafel I, Figur 1). Die am Drehtisch bestimmten Winkel zwischen n_γ und dem Pol der Gleitfläche (erste Zahlengruppe) und die Winkelabstände der zwei Gleitflächen (zweite Zahlengruppe) betragen:

60°	und 63°	122°
61°	„ 62°	121°
61°	„ 68°	120°
52°	„ 67°	119°
25°	„ 66°	83°
24°, 62°	„ 66°	47°, 82° und 127°.

Die Abweichungen der Winkel der ersten drei Flächenpaare liegen durchaus innerhalb der Fehlergrenze. Es könnte sich sehr wohl um kristallographisch gleichwertige Flächen handeln, die hier als Translationsebenen auftreten. Die zwei letzten Messungen dagegen weisen auf gleichzeitiges Vorhandensein von verschiedenen, ungleichwertigen Translationsebenen hin. In dem untersuchten Schliff sind die Translationsebenen noch nicht in die Gefügegleitflächen eingeregelt.

Die gemessenen Korngleitflächen sind wellig verbogen. Mügge (17) hat im Jahre 1898 an deformierten Gipsblättchen nachgewiesen, dass der Mechanismus der Kristallverformung die Biegegleitung ist. Die gleitenden Kristallschichten verschieben sich nicht parallel zueinander, sondern krümmen sich während der Gleitung zylindrisch um eine Achse, die senkrecht zur Gleitrichtung steht. In den fortgeschrittenen Deformationsstadien der Silvrettagneise ist diese Biegegleitung deutlich zu sehen, während in nur schwach deformierten Korngefügen reine Translation vorzuliegen scheint.

Am schönsten ist die Biegegleitung in den Mylonitgneisen (siehe Tafel I, Figur 2) entwickelt. In Figur 3 bilden die Pole von Translationslamellen ein Maximum im Pol der Schieferung. Die Einregelung der Korngleitflächen in die S-Flächen scheint der ideale Endzustand bei mechanischer Verformung zu sein. Die optischen Quarzachsen hingegen besetzen verschiedene, auf einem ac-Gürtel liegende Maxima. Die häufigsten Winkel zwischen Lamellenloten und Quarzachsen könnten direkt aus den Abständen zwischen dem Maximum der Pole von Translationsflächen und den Maxima der optischen Achsen abgelesen werden. Die genaue Einmessung der Winkelabstände in 31 Körnern ergab folgende Werte:

16°, 19°, 20°, 21°, 23°,
42°, 43°, 45°, 49°, 51°, 54°, 55°, 58°, 59°, 59°, 59°, 61°, 63°, 64°,
71°, 72°, 72°, 73°, 73°, 74°, 74°, 74°,
81°, 83°, 86°, 88°.

15 ähnliche Winkel lieferte ein anderer Mylonitgneis:

7°, 10°, 12°,
36°,
42°, 44°, 44°, 44°, 48°, 50°, 53°, 54°, 55°, 56°, 57°.

Diese Messungen waren sehr schwierig und zeitraubend. Die einzelnen gemessenen Quarzlagen sind durchschnittlich 0,01—0,02 mm mächtig und zudem undulös. Meist sind die Quarzsträhnen auch verbogen. Es konnte deshalb nur eine Auslese gemessen werden. Vielleicht sind dadurch zufällige Maxima entstanden. Aus diesem Grunde soll kein Wert auf einzelne Daten gelegt werden. Es soll nur darauf hingewiesen werden, dass Maxima zwischen 42° und 59° und zwischen 71° und 74° unverkennbar sind. Ebenso liegt ein ausgeprägtes Minimum zwischen 24° und 41°. In Goldschmidts kristallographischen Winkeltabellen sind nur vier Quarzflächen enthalten, die in die Lücke zwischen 24° und 41° fallen, während auf die Häufung zwischen 42° und 59° 35 verschiedene kristallographische Quarzflächen entfallen. Es sollen aber aus den oben erwähnten Gründen keine den gemessenen Translationsflächen entsprechende, kristallographische Flächen bestimmt werden. Wichtig ist hingegen die Feststellung, dass bei mechanisch erzwungenem Kornfliessen verschiedene Gitterebenen gleichzeitig als Gleitflächen in Funktion treten und dass die Gleitgerade immer parallel n'_γ liegt, wie der ac-Gürtel zeigt. Mit zunehmender Mylonitisierung werden die Korngleitflächen mehr und mehr in die Gefügegleitfläche hineingedreht (Maximum im Pol der Schieferung). Durch diesen Translationsmechanismus kommt die ausgezeichnete Quarzregelung der Mylonitgneise vom Pra Putèr zustande.

Auf die Bedeutung der Korntranslationen für die Gefügeregelung der Gesteine haben Sander (25—29) und Schmidt (31, 32) seit langem hingewiesen. Sander (29) beschreibt den Vorgang passiver Regelung nach dem Kornbau (Translationsregelung) folgendermassen: Für die Translationsregelung ist der Kornbau durch seine Ebenen und Geraden geringsten Schubwiderstandes entscheidend. Diese Translationsebenen und Gleitgeraden sind dicht besetzte Gitterebenen und Gittergeraden. Im durchbewegten Gefüge wird ein Korn solange rotiert, bis es in die Lage kommt, laminar zu zerfliessen. Diese Endlage des Kornes ist erreicht, wenn die Translationsfläche des Kornes in die laminare Gleitfläche des Gesamtgefüges und die Gleitgerade des Kristalles in die Gleitgerade der Gefügegleitfläche fällt. Das Korn zerfliesst dann nach seiner Translationsmechanik, ohne weiter zu rotieren, und es fliesst mit der

laminaren Strömung des Gefüges. Es ist bei dieser Lage nach dem Kornbau in die Gefügegleitfläche eingeregelt.

Auch SCHMIDT (32) nimmt an, dass bei Beginn einer Verformung alle Kristallkörner gegeneinander Wälzbewegungen ausführen. Wenn im Laufe dieses Wälzens eine Translationsfläche und -richtung in die ungefähre Lage der Grossgleitfläche und -richtung kommt, so besteht keine Notwendigkeit mehr, dass der Gleitvorgang an der Korngrenze allein durchläuft; er findet ja viel leichtere Bahnen durch den Kristall hindurch. Es wäre also eine solche Dauerstellung daran geknüpft, dass der Kristall eine Translationsfläche besitzt von wesentlich geringerer Reibung als die Korngrenze.

Von SANDER und von SCHMIDT werden also Kornrotationen angenommen. Solche Wälzbewegungen können an den Granaten von Granatglimmerschiefern tatsächlich beobachtet werden. In den mylonitischen Orthogneisen der Nunagruppe konnten Kornrotationen nur in ganz seltenen Fällen konstatiert werden. Es handelte sich dabei ausschliesslich um rundliche Kalifeldspate, die sich in einer „Grundmasse" von Quarz und Sericit wälzen. Auch beim Kalifeldspat sind aber solche Erscheinungen durchaus nicht die Regel. Die Orthoklasaugen sind meist durch ihre Korngestalt im Bewegungsbild eingeregelt. Kornrotationen sind also nur an Mineralkörnern beobachtet worden die unfähig sind laminar zu zerfliessen. Die Quarzkörner der Silvrettagneise können aber nicht rotieren, da sie keine Kugeln sind und ausserdem miteinander verzahnt sind.

Die Quarzregelung der Mylonite vom Pra Putèr ist keine Regelung nach dem Kornbau in dem Sinne, dass die Korngestalt gar keine Rolle spielte. Wir glauben, dass die Quarzkörner durch ihre anisometrische Korngestalt und durch die Verzahnung mit Gefügegenossen im Korngefüge fixiert waren, und dass sie bei der Durchbewegung während der Mylonitisierung keine grosse Bewegungsfreiheit besassen. Wenn die Quarzkörner Wälzbewegungen ausgeführt hätten, so wäre anzunehmen, dass im Laufe dieses Wälzens jeweils nur die besten Korngleitflächen in Funktion traten. Statt dessen zeigt sich aber, dass nach vielen, einander ungleichwertigen, Gitterebenen Translationen stattgefunden haben. Das plastische Kornfliessen dürfte an den fest im beanspruchten Gestein eingespannten Kristallkörnern mechanisch erzwungen worden sein, indem jeweils die der Gefügegleitfläche am nächsten liegende, gleitfähige Gitterebene als Korngleitfläche in Funktion trat, auch wenn andere, infolge ungünstiger Stellung zum Beanspruchungsplan nicht zur Geltung kommende Gitterebenen mit viel grösserem Gleitvermögen vorhanden

waren. Dieser Translationsmechanismus würde nur eine angenäherte Einregelung der Korngleitebenen in die Gefügegleitflächen zustande bringen. Figur 3 zeigt aber, dass die Translationsebenen der Quarze in hohem Masse in die S-Fläche eingeregelt sind. Der Mechanismus muss also noch leistungsfähiger sein als angenommen wurde. Dies ist tatsächlich der Fall, weil die Kristalltranslation eine Biegegleitung ist. Die Versuche der Metallographen haben gezeigt (4), dass die einzelnen Platten, in denen der Kristall gleitet, sich ganz erheblich verbiegen und sich trotzdem nach ihrer Streckung wieder zum normal verformten, verhältnismässig ungestörten Kristall zusammenfügen. Die einzelnen Platten können sich in die Gefügegleitfläche hineinwinden. Schmidt (32) hat diese Erscheinungen an Quarzgefügen beobachtet und diesen Mechanismus beschrieben.

Dass durch solche Gitterdrehungen auch Regelungen entstehen, hat Polanyi (20) an Metallkristallen nachgewiesen. Bei der Reckung von mikrokristallinem Zinkdraht dreht sich in allen Kristallen das Gitter in der gleichen Weise inbezug auf die Drahtachse. Bei zunehmender Dehnung bilden die gleitfähigen Basisebenen einen immer spitzeren Winkel mit der Drahtachse. Es werden nicht nur bestimmte kristallographische Flächen (0001), sondern auch kristallographisch bestimmte Richtungen [10$\bar{1}$0] dieser Fläche der Zugachse immer mehr parallel gelegt. Die Orientierung der Kristallgitter wechselt also bei feststehender Drahtachse. Dieser Wechsel führt zu einer Regelung des Kristallgefüges.

Die vollkommene Regelung erfordert nicht nur ein Hineindrehen der Korngleitflächen in die Gefügegleitfläche, sondern noch ein Verdrehen in den Korngleitebenen, bis auch die Korngleitrichtungen in die Gefügegleitrichtung hineinfallen. Ein Vergleich des Diagrammes des Ausgangsgesteins der Mylonite vom Pra Putèr (Figur 2) mit demjenigen des Mylonitgneises (Figur 3) weist darauf hin, dass solche Verdrehungen in den Korngleitflächen stattgefunden haben. Die Einengung des ac-Gürtels beim Mylonitgneis kann auf bessere Einregelung der Korngleitrichtungen in die Gefügegleitrichtung (A-Achse) zurückgeführt werden. Welche Gittergeraden jeweils als Korngleitgeraden funktionieren, kann nicht festgestellt werden, solange die Translationsebenen nicht genau bestimmt sind. Es kann nur gesagt werden, dass die Korngleitrichtungen parallel n'_γ liegen. Ebenso wenig kann die Frage, ob die Korngleitebenen oder die Korngleitgeraden zuerst eingeregelt werden, entschieden werden. Alle diese Probleme sollen später an Hand eines grösseren Tatsachenmaterials erneut geprüft werden.

4. GEOLOGISCHE BEDEUTUNG DER MYLONTIZONEN

Bei der Behandlung des Schuppenbaues der Nunagruppe wird gezeigt werden, dass Mylonitzonen die alpinen Bewegungshorizonte kennzeichnen. Ohne Verständnis und ohne Berücksichtigung dieser vorwiegend destruktiv metamorphen Gesteinsserien könnte der Gebirgsbau nicht gegliedert werden. Gleich wie in andern Gebieten (34) besitzen auch in der Silvretta Mylonitzonen grosse tektonische Bedeutung dadurch, dass sie hervorragende Gleithorizonte charakterisieren.

Die bedeutendste Mylonitzone, also die ausgeprägteste Bewegungsbahn der Silvretta, liegt an der Basis der Decke. In der Nunagruppe markieren weitere Zonen die Basis der Laschaduraschuppe und des Arpiglias-Putèr-Orthogneisblockes. Eine weniger ausgeprägte Tektonitzone liegt in der Basis des Mezdiamphibolites, am Kontakt mit dem Orthogneis. Immer handelt es sich um relativ schmale Zonen. Tektonite, die deutlich nachkristalline Bewegungen verraten, sind gewöhnlich wenige Meter, manchmal aber bis 300 m mächtig. Typische Mylonite (zur Unkenntlichkeit umgeprägte Gesteine) besitzen höchstens 10 m Mächtigkeit. Alle genannten Mylonitzonen dürfen als alpine Gleithorizonte interpretiert werden. Diese qualitative Feststellung lässt sich quantitativ nur ungenügend präzisieren. Die Mächtigkeit der Mylonitzonen scheint uns nicht ausschlaggebend zu sein für die Bewertung der relativen Bedeutung der Gleithorizonte. Der Grad der Umformung, über den mikroskopische Untersuchungen Auskunft geben, muss ebenso in Betracht gezogen werden. Die gleiche Dislokation kann sich entweder durch Teilbewegungen auf vielen Flächen vollziehen, oder aber auf einem oder auf wenigen hervorragenden Gleithorizonten vor sich gehen. Je nachdem wird ein grösserer Gesteinskomplex schwach tektonisiert, oder aber eine schmale Zone vollständig mylonitisiert. Aus dem Grade der Mylonitisierung und aus der Mächtigkeit der tektonisierten Zonen kann — gleichbleibendes Ausgangsgestein vorausgesetzt — die relative Bedeutung verschiedener Mylonitzonen abgeschätzt werden. Bei wechselndem Gestein ist es sehr schwer, verschiedenartige Mylonitzonen zu vergleichen. Ein Orthogneis wird ausgewalzt und geschiefert, während ein Paragneis unter gleichen Deformationsbedingungen zu Staub zerfällt, ein Amphibolit aber höchstens ein wenig verruschelt. Quantitativ lässt sich über die Deformation fast nichts aussagen; vom Deformationsobjekt ausgehend kann nicht auf das Mass der deformierenden Kraft geschlossen werden.

Anhang: Bemerkungen zu den Plagioklasbestimmungen mit Hilfe des Drehtisches.

1. ERHALTUNGSZUSTAND DER PLAGIOKLASE

Da bei einer genauen Plagioklasbestimmung dem Erhaltungszustand und der Morphologie der Untersuchungsobjekte besondere Beachtung geschenkt wird, soll hier näher darauf eingegangen werden.

Zu einer genauen Einmessung der Indikatrix und der Morphologie am Drehtisch eignen sich nur wenige Plagioklase unserer Schliffsammlung. Die Plagioklase der Silvrettagneise sind meist sericitisiert und saussuritisiert. Es handelt sich hier wohl um sekundäre Umwandlungserscheinungen der Epizone. In einigen Orthogneisen sind auch grössere, gut ausgebildete Muskowitblättchen als Gäste in vollkommen klaren Plagioklasen zu sehen. Übergänge von diesen, wahrscheinlich primären Mikrolithen zu den zuerst genannten, wohl sekundären Einschlüssen können in unsern Schliffen nicht beobachtet werden, dagegen werden derartige Übergänge von CHRISTA (10) beschrieben.

In der gleichen Gesteinszone können Typen gefunden werden, deren Plagioklase vollgestopft sind von Sericitschüppchen und Zoisitbesen, sodass sie ganz undurchsichtig werden; daneben aber auch solche, deren Feldspate vollkommen klar und durchsichtig sind und dank ihren Zwillingsbildungen und Spaltrissen ein ausgezeichnetes Material zur Bestimmung des Anorthitgehaltes am Drehtisch bilden. Wenn angenommen würde, dass allein durch das Emportauchen eines Gesteins in die oberste Tiefenstufe die Plagioklase bestandunfähig würden und entmischten, so wäre dieses Nebeneinandervorkommen von entmischten und unveränderten Körnern unverständlich. Die Mischgneise mit quarzdioritischer Zusammensetzung von Val Gondas bilden eine derartige Serie, deren Plagioklase teils vollkommen klar, teils ganz erfüllt sind von Mikrolithen. Da aus dieser Serie eine grössere Anzahl von Proben geschliffen wurde, konnte auf dieses Problem näher eingetreten werden. Es zeigte sich, dass hauptsächlich die Plagioklase derjenigen Gesteine entmischt sind, deren Quarzkörner stark undulös sind. In kataklastischen Gesteinen scheint also die Umwandlungsgeschwindigkeit der Sericitisierung beschleunigt worden zu sein; zwischen der ursprünglichen Textur der Gesteine und dem Erhaltungszustand der Plagioklase scheint kein Zusammenhang zu bestehen. Entmischung ist sowohl in granitisch körnigen, wie in ausgesprochen gneisigen Typen zu sehen, sie tritt aber meist in Gesteinen auf, die nachkristallin beansprucht wurden, also in unserm Gebiet in kataklastischen und mylonitischen Gneisen.

Darum glauben wir, dass zum mindesten im Mischgneiszug der Val Gondas die Mikrolithenbildung eine sekundäre Entmischungserscheinung der Epizone ist, die besonders bei der mit der postdiabasischen Dislokation der Silvretta zusammenhängenden, nachkristallinen Deformation eintrat. Die Umwandlungserscheinungen sind selten auf die Plagioklase beschränkt; meist sind auch die Biotite chloritisiert; sekundäre Mineralien wie Zoisit, Epidot, Chlorit und Prehnit sind sehr häufig. Auch im Keschgebiet finden sich entmischte Plagioklase hauptsächlich in kataklastischen und mylonitischen Gesteinen.

2. MORPHOLOGIE DER PLAGIOKLASE

Die Plagioklase bilden vorwiegend isometrische Korngefüge, wobei polygonale Formen der Einzelkörner vorherrschen. Die Grenzfläche zweier Körner ist häufig eine am Drehtisch gut einstellbare Ebene. Manchmal wurden in derartigen Kontaktflächen Zwillingsebenen vermutet. Die genaue Einmessung der Optik und der Morphologie solcher vermuteten „Zwillinge" am Drehtisch ergab aber meist, dass die Kontaktfläche keiner bekannten kristallographischen Fläche entspricht, seltener ist sie für das eine Individuum eine 010- oder 001-Fläche, für das andere Individuum aber keine kristallographische Fläche. In einem Fall lag eine eigentümliche Verwachsung vor, wobei sich für das eine Individuum die Kontaktfläche als 010-Fläche, für das andere aber als 001-Fläche interpretieren liess. Ähnliche Verwachsungen sind schon von Ghika (13), Streckeisen (43), Paliuc (19) und Wenk (47) beschrieben worden.

Insgesamt konnten 55 einwandfrei feststellbare Zwillinge nachgewiesen werden, sie verteilen sich folgendermassen auf die verschiedenen Gesetze:

Tabelle 1: Verteilung der 55 gemessenen Zwillinge auf die verschiedenen Gesetze

Normalengesetze	Albit	32 mal	= 58 %
	Manebach	4 mal	= 7 %
Kantengesetze	Karlsbad	1 mal	= 2 %
	Aklin	1 mal	= 2 %
	Periklin	16 mal	= 29 %
	Ala		
Komplexgesetze	Albit-Ala		
	Albit-Karlsbad	1 mal	= 2 %

Weitaus die meisten Zwillinge sind nach dem Albitgesetz gebaut, daneben erlangt auch das Periklingesetz Bedeutung. In beiden

Fällen sind schmale, oft polysynthetische Lamellen häufig. Das interessanteste Beispiel bildete eine einwandfrei von Manebach-Ala unterscheidbare Verzwillingung nach dem Aklingesetz.

3. ANORTHITGEHALT DER PLAGIOKLASE

Die Anorthitgehalte der Plagioklase der Silvrettagneise sind schon von STRECKEISEN, SPAENHAUER und BEARTH festgestellt worden. Bei unsern Plagioklasbestimmungen interessierten hauptsächlich drei Probleme, zu deren Behandlung günstiges Material vorhanden war.

Zunächst wurden in den oben erwähnten, dioritischen Mischgneisen der Val Gondas in 7 verschiedenen Schliffen (von 33 Schliffen dieser Serie eigneten sich nur 7 zu Plagioklasbestimmungen) möglichst viele Messungen durchgeführt, um Anhaltspunkte zu bekommen über die Schwankungen des Anorthitgehaltes in einem Schliff und in einer grösseren, komplex gebauten Serie kristalliner Schiefer. Es wurden ziemlich grosse Schwankungen vermutet, da ja eine Mischserie von Amphiboliten (Basizität der Plagioklase 20—45 % An) mit Orthogneisen (0—15 % An) vorliegt, in der sowohl reine Amphibolite, wie recht helle Gneise auftreten. Wie aus der untenstehenden Tabelle hervorgeht, zeigten sich aber nur ganz unbedeutende Differenzen. Die Grenzen, in denen sich die Basizität der Plagioklase in einem Schliff bewegt, sind ungefähr die gleichen, die für die ganze Schliffserie gelten. Die grosse Ausgeglichenheit der Anorthitwerte der verschiedenen Proben spricht wohl dafür, dass die Mischung der Gesteine eine sehr intensive ist. Die grosse Basizität der Plagioklase (durchschnittlich 32 % An), die in Anbetracht des geringen colour index nicht vermutet wurde, ist ungefähr diejenige der Amphibolite. Für hohen Anorthitgehalt sprechen aber auch die calciumreichen Umwandlungsprodukte der saussuritisierten Plagioklase und deren Begleitmineralien; als solche sekundäre Mineralien treten auf: Zoisit-Epidot, Orthit, Prehnit, Titanit und Calcit.

Tabelle 2: Anorthitgehalt der Plagioklase und colour index (Biotit, Hornblende) der quarzdioritischen Mischgneise von Val Gondas

Schliff No.	colour index	Anorthitgehalte verschiedener Körner
230	15 Vol.-%	29, 32 % An
239	15 „	28, 30, 30, 32, 35, 35 % An
233	18 „	28, 28, 30, 30, 30, 30, 30, 34, 35, 35 % An
122	18 „	28 % An
11	18 „	30, 33, 33, 34 37 37 40 % An
9	20 „	30, 31, 33 % An
80a	40 „	38 % An

Eine ähnliche Frage, die sich eigentlich erst beim Studium des zu solchen Untersuchungen günstigen Schliffmaterials ergab, wurde bei einem Amphiboliteinschmelzkontakt gestellt. Die Grenze zwischen Amphibolit und Orthogneis war im Handstück ganz unvermittelt; es wurde nun geprüft, ob die Plagioklase des Amphibolites, des unmittelbaren Kontaktstückes und des Orthogneises in ihrer Basizität stark variieren. Die drei Schliffe stammen vom gleichen Handstück und sind jeweils etwa 8 cm voneinander entfernt. Auch hier ergaben sich nur minime Differenzen:

Amphibolit: 12, 12 % An.
Kontakt: 8, 11, 12, 12 % An.
Orthogneis: 7, 8, 13 % An.

Die Azidität der Plagioklase ist in allen drei Schliffen ungefähr diejenige der Orthogneise. Für Stoffzufuhr aus dem Orthogneis sprechen auch die am Kontakt schwarzgrünen, alkalischen Hornblenden des Amphibolites.

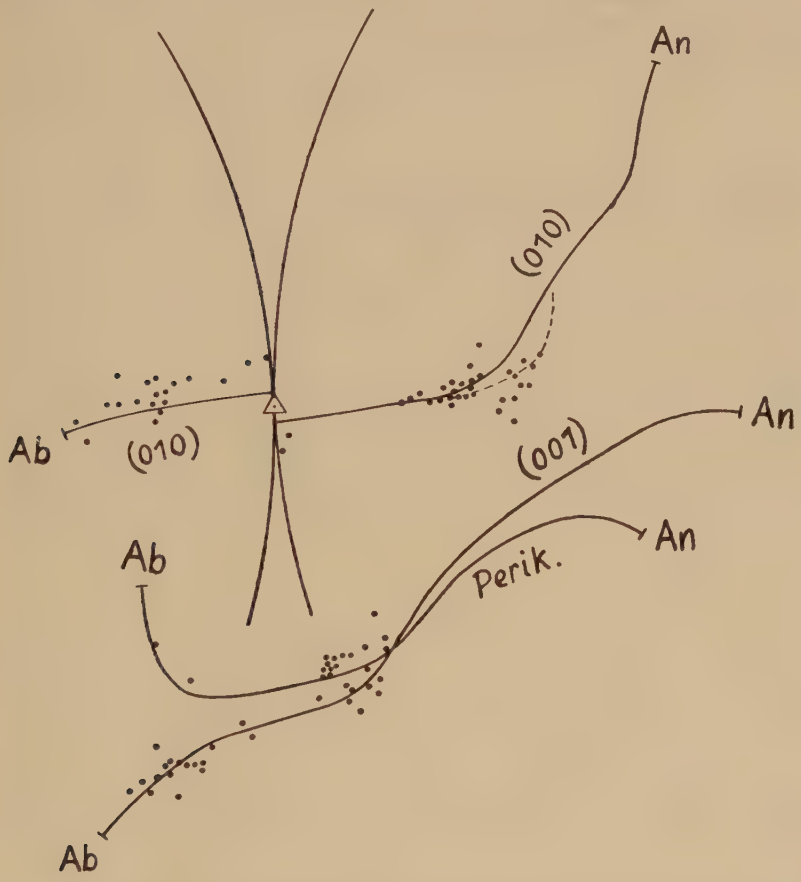
Im allgemeinen sind die Plagioklase kristalliner Schiefer sehr homogen; nur in wenigen Fällen wurde Zonarbau bemerkt. Vor allem bei den granulierten Plagioklasen der sog. Mönchalpgranitgneise fiel die abweichende Auslöschung von Kern und Zonen auf. Diese Erscheinung war hier umso auffallender, als diese Körnchen sehr klein sind (ca. 0,1 mm). In allen überprüfbaren Fällen lag inverse Zonarstruktur vor. Die Randpartien waren jeweils etwa 10 % basischer wie die Kerne.

Beispiele:	Randzone	Kern
	21—23 % An	14 % An
	21 „	11 „
	20 „	10 „

4. DIE PROJEKTIONSORTE DER GEMESSENEN PLAGIOKLASE

Die Migrationskurven von REINHARD mit den Projektionsorten der ermittelten Flächenpole sind in Figur 4 dargestellt. Es liegt eine gewisse Streuung der Pole vor. Die Mittellinien der Streufelder bilden jeweils die Migrationskurven von REINHARD. Regelmässige und immer wiederkehrende Häufungen auf einer Seite der 010-Kurve, wie sie in Lit. 19 und 47 beschrieben werden, finden nicht statt. Trotzdem glauben wir nicht, dass die Abweichungen von den Migrationskurven lediglich auf Messungenauigkeiten zurückgeführt werden können, denn von den gemessenen Plagioklasen wurden alle diejenigen ausgeschieden, die irgendwie zweifelhafte Ergebnisse lieferten. Im allgemeinen ist die Optik von Plagioklasen kristalliner

Schiefer gut einmessbar; Schwierigkeiten bereitet dagegen die Morphologie. Die Höhen von Spaltrissen und von Zwillingsebenen sind oft schwer einstellbar. Gewähr für die Richtigkeit der Messungen bieten vor allem jene Fälle, in denen beide Individuen eines Zwil-



Figur 4.

Obere Figur: Lage der 010-Pole. Die ausgezogene Kurve entspricht der Neukonstruktion nach Spaenhauer, das gestrichelte Kurvenstück der alten Reinhard'schen Kurve.

Untere Figur: Lage der 001- und Periklin-Pole, verglichen mit den Reinhard-schen Migrationskurven.

lingsstockes eingemessen werden konnten und annähernd gleiche Resultate lieferten. Im Anorthitbereich von 0 bis 35 % An verläuft die Kurve annähernd in der Abszisse des Projektionsnetzes. Wenn der Flächenpol eines Plagioklases von dieser Basizität neben die 010-Kurve fällt, und nur e i n e morphologische Bezugsrichtung einge-

messen werden konnte, so kann der ermittelte Projektionspunkt sowohl in den nördlichen wie in den südlichen Quadranten interpretiert werden. Die bilaterale Symmetrie der Streubänder inbezug auf die Migrationskurven ist dadurch schon erklärt. Allerdings fielen auch einwandfrei, mit Hilfe mehrerer morphologischer Bezugsrichtungen fixierte Pole auf beide Seiten der Kurven, so dass das Vorhandensein nördlicher und südlicher Streuungen nachgewiesen ist.

Es wurde früher vor allem der Kaligehalt für die Abweichungen von den Kurven verantwortlich gemacht. Nach den neuen, im Mineralogischen Institut Basel ausgeführten Untersuchungen (87) ist aber ein Hauptgrund für diese Unstimmigkeiten wohl darin zu sehen, dass die morphologischen Zwillingsflächen, also die Verwachsungsflächen, deren Pole gemessen werden, keine exakten kristallographischen Flächen mit einfachen Indices, sondern deren Vizinalen sind. Die Pole der aus der Optik zweier Individuen konstruierten Zwillingsebenen fallen viel besser auf die Migrationskurven. Diesbezügliche Untersuchungen wurden aber bei unserm Material nachträglich nicht mehr ausgeführt, da die Streuungen meist ganz unbedeutend sind. Die in Figur 4 dargestellten Projektionspunkte sind also die Pole der gemessenen Verwachsungsflächen, nicht der konstruktiv ermittelten Zwillingsebenen.

5. REGELUNG DER PLAGIOKLASE

Bei der Einmessung der Indikatricen fiel auf, dass n_α der Plagioklaskörner nur selten gemessen werden konnte. Meist stand diese optische Symmetrieachse steil zur Schliffebene und musste darum konstruiert werden. Da eine Regelung zu vermuten war, wurde in einem Schliff mit Parallelschieber gearbeitet. Wie in den meisten Fällen, handelt es sich auch hier um einen ac-Schnitt. Die acht derart gemessenen Plagioklaskörner waren in der Tat hervorragend geregelt: n_α stand 70—90° steil zur Schliffebene und besetzte einen kleinen Streukreis im Zentrum der Projektion; n_β, n_γ und die Pole der 001- und 010-Ebenen dagegen verteilten sich unregelmässig auf die Peripherie des Projektionskreises. In fünf Fällen konnte am gleichen Korn sowohl die 010- wie die 001-Fläche gemessen werden. Aus diesen Daten wurden die a-Achsen der Plagioklase konstruiert. Es zeigte sich, dass die morphologischen Richtungen in ein viel engeres Projektionsfeld fielen, wie die optischen Vektoren. Die kristallographische a-Achse der Plagioklaskörner ist in die b-Achse des Gesteinsgefüges eingeregelt. Um die a-Achse scheinen die Körner rotieren zu können, da von den senkrecht a resp. n_α stehenden, mor-

phologischen und optischen Daten keine bestimmte Lage bevorzugt wird. Aus verschieden orientierten Schliffen geht hervor, dass die Plagioklase nach ihrer kristallographischen a-Achse gestreckt sind. Leider konnte nur eine viel zu geringe Kornzahl gemessen werden, als dass sichere Schlüsse gezogen werden dürften. Immerhin gestatten die sehr übereinstimmenden Daten der acht gemessenen Plagioklase den Hinweis auf das Vorhandensein von Plagioklasregelungen [100] parallel b des Gefüges.

II. Tektonik des schweizerischen Anteils des Silvrettakristallins

(vergleiche hiezu Tafel III)

A. Die tektonische Stellung der Silvrettadecke im Alpenbau

Die Umgrenzung und die tektonische Stellung der Silvrettadecke im Alpenbau ist schon lange klargestellt worden. Eine gute Übersicht über die Gebiete dieser riesigen Deckscholle gibt die tektonische Karte der Alpen von Staub. Unsere Auseinandersetzung beschränkt sich auf das kristalline Massiv der schweizerischen Silvretta s. l.

Der kristalline Block der Silvretta schwimmt im obersten Stockwerk der Bündner- und Vorarlberger-Alpen wie ein Eisberg auf den Sedimenten der unterliegenden Deckenserien. Eine Verbindung zwischen dem überschobenen Deckenteil und dem Rückland ist nicht mehr vorhanden. Die heutige Deckenumgrenzung ist teils durch die Erosion, teils tektonisch bedingt. Der Deckencharakter der Silvretta ist klar ersichtlich; ihr Baustil weicht aber von demjenigen der penninischen Decken stark ab. Es ist keine Stirnumbiegung, kein Mittelschenkel und kein Wurzelstiel vorhanden. Wir haben ein abgeschertes Stück Grundgebirge vor uns, dessen steilachsiger Innenbau von der basalen Überschiebungsfläche diskordant abgeschnitten wird. Innenbau und Deckenbau stehen in keiner Beziehung zueinander. Die reliktisch erhaltenen, normal auflagernden Sedimente der Ducan- und Landwassermulde zeigen, dass der kristalline Unterbau zur Hauptsache vorpermische Strukturen besitzt und nur in geringem Masse postmesozoisch verschuppt wurde. Das Kristallin der Silvretta wurde von der alpinen Dislokation als Ganzes, als starrer Grundgebirgsblock erfaßt und nur in den Stirn- und Rückteilen sowie an der Basis verschuppt. Diese Block- und Schuppentektonik lässt sich gut erklären mit dem Bewegungsmechanismus, den im Jahre 1903 Termier (46) den Dinariden zugesprochen hat. Termier hat den Dinariden die Rolle eines traîneau écraseur zugewiesen, der en bloc

über die Alpen hinwegfuhr. „C'est un traîneau solide, non plissé, qui est passé sur les Alpes" (pag. 762). Die ganze ehemalige Dinaridenbedeckung der Alpen ist nach TERMIER heute erodiert; nur das Rückland ist im Südtirol etc. noch erhalten. STAUB (41) hat als erster gezeigt, dass die oberostalpinen Decken nicht nur das Äquivalent der Dinariden sind, sondern auch dass sie den traîneau écraseur darstellen, der die Schuppenzonen der Ostalpen erzeugte. Eine anschauliche Schilderung des Mechanismus der Silvrettadecke findet sich im „Bau der Alpen". Wenn diese Synthese ein treffendes Bild von der Rolle der Silvretta im Alpengebäude gibt, so fehlt ihr doch die Begründung im Innenbau dieses Gebirges, und wo der Erforschung vorweggreifend eine Innengliederung gesucht wurde, schlug sie fehl.

Unsere Aufgabe ist es, den Innenbau des Kristallins der schweizerischen Silvretta zu skizzieren und — soweit das möglich ist — zu interpretieren. Erst auf dieser Grundlage können einmal unsere noch primitiven tektonischen Anschauungen präzisiert werden.

Die Voraussetzungen zu einer Innengliederung grösserer Gebiete sind heute nach Abschluss der geologischen und petrographischen Erforschung der schweizerischen Silvretta durch die Basler Petrographen gegeben. Die folgende Darstellung stützt sich auf die Arbeiten von STRECKEISEN, SPAENHAUER und BEARTH, deren publizierte und unpublizierte Aufnahmen uns freundschaftlich zur Verfügung gestellt wurden. Eine Interpretation des Baues der Silvretta könnte aber nicht gegeben werden ohne Berücksichtigung der Nunagruppe, die gewissermassen den Schlüssel zur Erschliessung des komplizierten Baues liefert. Ebenso wenig könnten allerdings die Strukturen der Nunagruppe verstanden werden ohne Kenntnis der übrigen Silvretta. So rechtfertigt sowohl der Bau unseres speziellen Arbeitsgebietes, wie auch die zeitliche Reihenfolge der Bearbeitung der verschiedenen Gebiete, dass mit der Nunagruppe zusammen die ganze schweizerische Silvretta analysiert wird.

B. Die Bausteine der Silvretta und ihr relatives Alter

In der Silvretta haben wir einen Komplex kristalliner Schiefer vor uns, dessen hauptsächlichste Komponenten Paragneise, Amphibolite und Orthogneise, sowie mannigfache Mischgesteine bilden. Untergeordnet kommen Diabasgänge vor. Die petrographische Untersuchung kam zu folgender Auffassung über das relative Alter und über die Natur dieser Gesteine: Paragneise und Amphibolite sind die ältesten Vertreter. Ein Teil von ihnen kann sicher als Wechsel-

folge von Sedimenten und Ophioliten interpretiert werden; für andere ist die Deutung als ursprünglich tonige und mergelige Sedimente wahrscheinlicher. In diese hochmetamorphe Serie sind Orthogneise eingedrungen und haben sie weitgehend injiziert und assimiliert. So entstanden sehr verschiedenartige Mischgesteine. Die Orthogneise dürften nie als eigentliche Granite vorgelegen haben. Es muss Intrusion unter gleichzeitiger Faltung angenommen werden. Alle diese Gesteine wurden schliesslich von Diabasgängen durchbrochen, die spätestens mesozoischen Alters sind.

C. Der Verlauf der Gesteinszonen

Eine Übersicht über den Verlauf und über den Bau der Zonen gibt die abgedeckte Karte der schweizerischen Silvretta 1 : 100 000. Fast die ganze südliche Hälfte der schweizerischen Silvretta wird von einer einheitlichen Orthogneismasse gebildet, die im Flüela- und im Keschgebiet sowie im Dischma und im Sertig zutage tritt. In diesem Granitgneiskomplex schwimmen im Scaletta-Vadret-Sursuragebiet Amphibolite, Para- und Mischgneise mit steilachsiger Faltentektonik. Sie bilden scheinbar eine S-förmige, eigentlich doppelt U-förmige Kurve, die vom Flüelaschwarzhorn weg übers Dischma das Bocktenhorn erreicht, zum Küehalphorn umbiegt und zum P. Grialetsch streicht. Die zweite Umbiegung bildet die Clüs, wo die senkrecht stehenden Amphibolitzüge der Val Sursura um 180° drehen und in der gleichen SW—NE-Richtung, aber in umgekehrtem Sinne, gegen Brail streichen. Die Sedimentgneise dieser Zonen sind weitgehend von magmatischem Material durchtränkt, normale Paragneise sind nur selten mehr zu finden — im Gegensatz zur nachher zu besprechenden Pischazone.

Nördlich der Intrusivmasse des Flüelagebietes und ihrer Apophysen, die gegen Osten bis zum Mezdi in der Nunagruppe und gegen Westen bis Davos reichen, liegt eine 5 km mächtige Serie von Amphiboliten und Paragneisen. Es handelt sich um die Gori-, Pischa- und Linardzone Streckeisens (42).

Die Pischazone (die amphibolitreiche Gorizone und die paragneisreiche Pischazone sind im Osten untrennbar vereinigt und werden deshalb hier zusammengefasst) ist die mächtigste sedimentäre Serie der schweizerischen Silvretta. In ihr sind die typischsten Paragneise der Silvretta enthalten; Orthogneise durchdringen sie ganz selten. Die Tektonik und die Metamorphose ihrer Gesteine ist älter als die Intrusion der Orthogneise. Die Pischazone bildet im Abschnitt Davos-Unterengadin eine isoklinale Serie mit konstantem

WNW—ESE-Streichen und Südfallen. Vom Inn weg streichen die senkrecht stehenden Gneise aber deutlich W—E. Im Norden der Nunagruppe vereinigen sich alle Amphibolitzüge von Süs bis Giarsun zu einem einzigen. Bei Giarsun ändert sich die Streichrichtung neuerdings. Die Amphibolite und Paragneise streichen von hier weg gegen NNE, also Val Tuoi entlang und über Guarda in den P. Cotschen.

Nördlich an die Pischazone schliesst die Linardzone an. Sie wird fast ausschliesslich von einem über 2 km mächtigen Amphibolitzug gebildet. Der ganze P. Linard, vom Sagliains bis zum Lavinuoz, besteht aus einem einheitlichen Amphibolitstock. Von Monbiel her streicht dieser Amphibolitzug mit regelmässigem SSW-Fallen über die Platten- und Ungeheuerhörner bis zum P. Linard. Nördlich Lavin biegt er, ohne die Talsohle des Inns zu erreichen, zuerst gegen Osten und dann gegen Norden um und zieht Val Tuoi entlang in den Unterbau des P. Buin. Er bildet hier die Basis der Silvretta bis zum Fluchthorn. Diese Umbiegung der Linard- und der Pischazone sieht in der Horizontalprojektion der geologischen Karte der U-Figur der Clüs sehr ähnlich. Während aber die Zonen der Clüs durchwegs senkrecht stehen, fällt die Linardzone vom Deckenrand der Silvretta bei Davos-Klosters bis zum P. Linard durchschnittlich 45° gegen SW; nur auf einer ganz kurzen Strecke nordöstlich Lavin stehen die Amphibolite senkrecht, und in der Fliana - Champatsch - Chapisungruppe liegen sie wieder sehr flach (Fallen von 20—30°).

Ganz im Norden der schweizerischen Silvretta (Silvrettagletscher, Schlappin) tritt wiederum eine grosse Orthogneismasse auf, deren Erstreckung gegen Norden hin die Aufnahmen von Reithofer (24) aufzudecken haben.

D. Diskussion der tektonischen Grundzüge

Mit Hilfe der permischen bis mesozoischen Diabasgänge kann in der Silvretta in praediabasische und postdiabasische Tektonik geschieden werden. Postdiabasische Dislokationen sind sicher alpin; praediabasische Bewegungen sind sehr wahrscheinlich voralpin.

I. VORALPINE TEKTONIK

Die Gesteine der Silvretta waren vor der Intrusion der Diabasgänge bereits polymetamorph und der Bau des Silvrettakristallins war damals bereits mehrfach überprägt worden. Die voralpine Geschichte der Silvretta kann nicht mehr vollständig rekonstruiert werden. Es kann nur auf charakteristische tektonische Grundzüge hingewiesen werden.

a) Steilachsiger Faltenbau

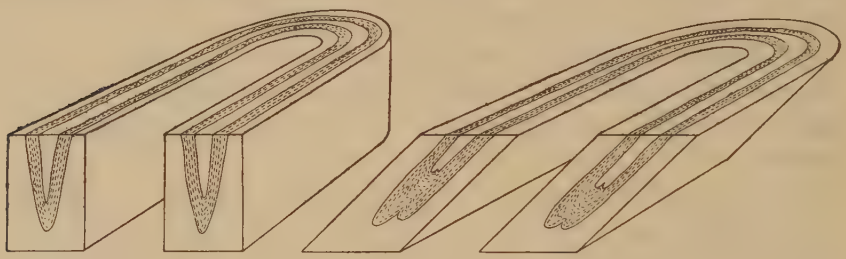
Das in der Silvrettadecke enthaltene Kristallin bildet nur ein Fragment eines einstweilen noch unbekannten, grössern Gebirges, das ganz andere Bauprinzipien zeigt wie die Westalpen. Der Horizontalschnitt, die geologische Karte des Silvrettakristallins (Tafel 3), liefert Querschnitte von Faltenachsen, wie sie in den Penniden und in den Helvetiden nur der Vertikalschnitt, das Querprofil, zeigt. Es könnte daraus geschlossen werden, dass das Silvrettakristallin eine vertikal aus einem Faltengebirge von penninischem Typus geschnittene Platte bilde, die als flachliegende Decke auf die Alpen überschoben wurde. Die horizontal liegenden und normal auflagernden permischen und mesozoischen Sedimente des Ducan beweisen aber, dass dies nicht der Fall sein kann. Die heutige Silvrettadecke besitzt die gleiche relative Lage, wie das im Perm noch autochthone Silvrettamassiv. Es hat im Silvrettakristallin also Faltung bei steil stehenden Faltenachsen stattgefunden, in den Penniden und Helvetiden aber bei flach im Streichen liegenden Achsen. Der steilachsige Faltenbau der Silvretta soll an einigen Beispielen besprochen werden:

Bei der Beschreibung des Verlaufes der Zonen ist schon auf die U-Figur der Clüs aufmerksam gemacht worden. Diese Umbiegung der senkrecht stehenden Scalettazone könnte als axial gegen NE auftauchende und schliesslich saiger ausstreichende, kofferartige Mulde (oder als abtauchende Antiklinale) gedeutet werden. Diese Interpretation wäre begründet, wenn die Faltenachsen in der obern Val Sursura und in der Val Pülschezza flach lägen und erst gegen NE zu steil aufstiegen. Die Faltenachsen dürfen im Kristallin nicht aus den Streich- und Fallrichtungen konstruiert werden, wie in einem einfach gebauten, nicht metamorphen Faltengebirge, sondern sie sind jeweils an Ort und Stelle als B-Achsen im Sinne SANDERS (27, 28, 29) einzumessen. Diese B-Achsen der U-förmig verbogenen Gneise der Scalettazone stehen nicht nur an der Clüs, sondern bis in die hinterste Val Sursura durchwegs steil in der Fallrichtung der S-Flächen. Die Umbiegung der Clüs ist also eine Falte mit steil bis senkrecht stehender Faltenachse; die Interpretation als auftauchende Synklinale oder als abtauchende Antiklinale ist abzulehnen. Gegen diese Interpretation spricht auch eine zweite Tatsache: SPAENHAUER hat am P. Sursura Pitschen beobachtet, dass die U-förmig verbogenen Zonen in sich wieder flachachsig gefaltet sind. Er nimmt an, dass die ursprünglich flachachsig gefaltete Scalettazone sekundär von einem schief zum Zonenbau gerichteten, tangentialen Zusammenschub be-

troffen wurde, dass also eine Umfaltung bei steil stehender Faltenachse erfolgte (Figur 5).

Eine analoge Umbiegung bildet die Linard-Pischazone im Unterengadin zwischen Lavin und Ardez. Nur stehen hier die Faltenachsen weniger steil; sie bilden mit der Horizontalebene Winkel von 20—90°, während in der Scalettazone die B-Achsen 60—90° steil stehen (siehe die beiden Schemata in Figur 5).

Es braucht nicht immer zu U-förmigen Umbiegungen zu kommen; typisch für die Silvretta sind auch ruckartige Verbiegungen steil stehender Gneiszonen mit sonst konstantem Streichen. So biegt zum Beispiel der Amphibolitzug von Muot della Sella in der obern Val Nuna plötzlich gegen Süden um. Auch die Amphibolitzüge der Gorizone biegen nach den Angaben von STRECKEISEN östlich vom Tschuggen



Figur 5. Schematische Darstellung der Schlingentektonik des Silvrettakristallins (steilachsige Umfaltung flachachsig gefalteter Gneiszonen). 5 a. Typus Clüs. 5 b. Typus Linard-Fliana.

ruckartig gegen SSE um und ziehen dann wieder in normalem WNW-Streichen gegen den Baslerkopf.

Steilachsiger Faltenbau kann nicht nur im Kleinen an einzelnen Umbiegungen nachgewiesen werden; er beherrscht auch das tektonische Grossbild der Silvretta.

Was am tektonischen Grossbild der Silvretta zuerst auffällt, ist die Konvergenz der Zonen gegen Osten zu. Sowohl die Amphibolite von Brail wie diejenigen des P. Cotschen, streichen in die Nunagruppe hinein. Fast alle Gesteinszonen der schweizerischen Silvretta sind am Aufbau der Nunagruppe beteiligt und umgekehrt sind in dieser keine Zonen enthalten, die der übrigen Silvretta fehlen. Diese Konvergenz kam nicht durch rupturelle, durch stärkern Zusammenschub im Osten erfolgte Scharung getrennter, steil stehender und ursprünglich parallel laufender Zonen zustande, denn die konvergierenden Zonen sind in der Nunagruppe durch plastische Biegefalten miteinander verbunden. Es ist nicht rupturelle Scharung an-

zunehmen, sondern plastische Verbiegung steilstehender Zonen, also steilachsige Faltentektonik im Grossen. Rupturelle Verschuppungen haben nur lokal, in der südöstlichen Nunagruppe, eine Rolle gespielt.

Steilachsiger Faltenbau ist in kristallinen Gebieten durchaus nicht selten:

B. Sander hat 1929 in den Erläuterungen zur geologischen Karte Meran-Brixen (28) darauf hingewiesen, dass Oetztal-Stubai eine eigene Tektonik hat: Bau aus Schlingen mit steilen Achsen.

O. Schmidegg hat diesen Schlingenbau der Oetztaler Alpen 1933 beschrieben (30). Gleich wie in der Silvretta bleibt auch im südöstlichen Oetztal die Streichrichtung auf grosse Strecken konstant, um dann plötzlich mit mehr oder weniger starken Verfaltungen umzuschwenken. Die Entstehung derartiger Schlingen erklärt Schmidegg durch Umbiegung der schon aufgerichteten, gerade streichenden Schieferzüge zu Schlingen und Zusammenschub derselben, also durch Umfaltung mit steiler Achse. Er kommt somit zu ähnlichen Schlüssen wie Spaenhauer.

M. Reinhard hat U-förmig verbogene, senkrecht stehende Gneiszüge im Seengebirge nördlich der Tresa schon vor Jahren festgestellt, und neuerdings hat auch cand. geol. R. Bächlin im Tamarogebiet (Seengebirge zwischen Lago maggiore und Monte Ceneri) solche Schlingen gefunden.

Schlingentektonik scheint ein Charakteristikum des Silvretta/Oetztalkristallins und des Grundgebirges südlich der insubrischen Zone zu sein.

b) Intrusionsbau und zeitliche Beziehungen zwischen Intrusion und Faltung

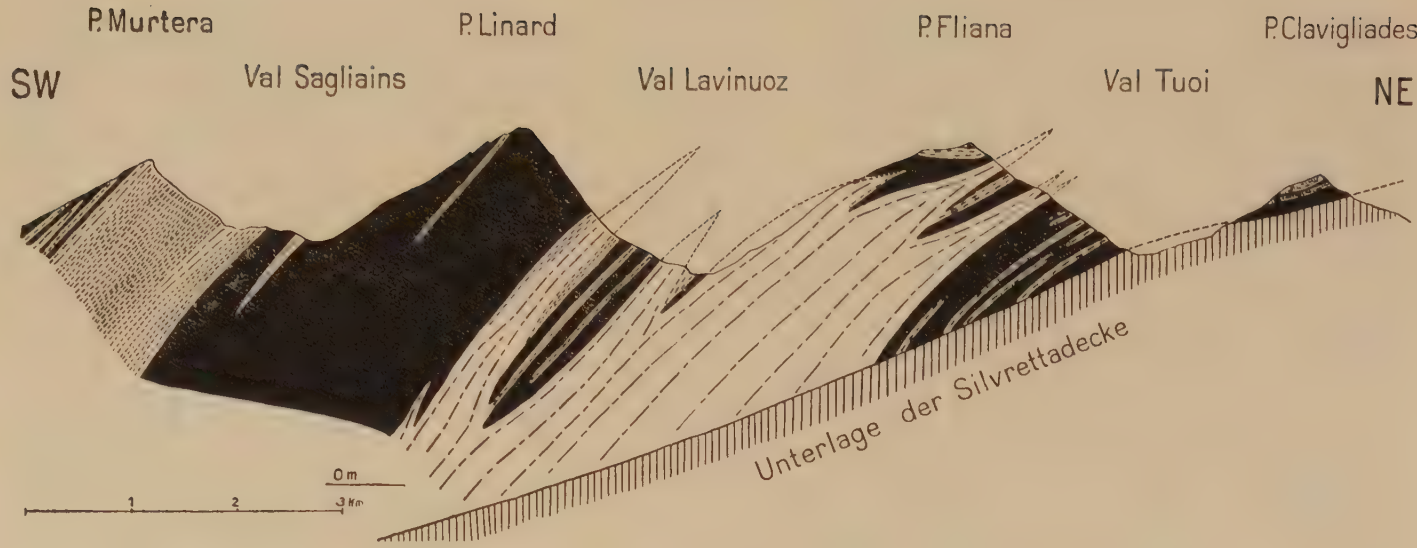
Das tektonische Bild des Silvrettakristallins ist nicht nur durch Falten mit steilen Achsen charakterisiert; auch Intrusionen haben eine wichtige Rolle gespielt und den Bau entscheidend verändert. Schon beim Studium der tektonischen Karte des Silvrettakristallins (Tafel 2) fällt der Gegensatz zwischen den fein gegliederten und gefalteten Paragneis-Amphibolitzonen und den grossen, eintönigen und formlosen Orthogneiskomplexen auf. Oft schneiden diese Orthogneismassen die Paragneis- und Amphibolitzüge unvermittelt ab; der Intrusionsbau scheint jünger zu sein wie der Schlingenbau. Häufig sind aber auch schmale Orthogneiszonen in den steilachsigen Faltenbau einbezogen worden und sprechen eher für Faltung während oder nach der Intrusion. Gerade diese zeitlichen Beziehungen zwischen

Faltung und Intrusion sind in der Silvretta sehr interessant und sollen in drei Gebieten mit verschiedenem Intrusionsbau studiert werden.

Die Orthogneismasse im Norden der schweizerischen Silvretta dringt gegen SE keilförmig in die Linard-Pischazone ein. Die Apophysen der grossen Orthogneiskomplexe der Fergenkegel-Val Vereina verschmälern sich zu konkordant in den Paragneisen und Amphiboliten eingelagerten Lamellen, die schliesslich ausspitzen. Diskordanzen zwischen intrudierenden Orthogneisen und intrudierten Paragneisen und Amphiboliten sind hier nirgends vorhanden. Den besten Einblick in den Intrusionsmechanismus der nördlichen Silvretta gibt der in Figur 6 dargestellte P. Fliana. Die Paragneis-Amphibolitzonen des Gipfelbaues, die dem Ostschenkel der Schlinge der Linardzone angehören, schwimmen auf Orthogneis; ihr ehemaliger Zusammenhang mit den Gesteinsserien des P. d'Anschatscha-P. Champatsch ist unterbrochen, aber auch als isolierte Zonen behielten diese Gneise ihre relative Lage im grossen Amphibolit-Paragneiskomplex der Linard-Pischazone. Die Orthogneise sind von NW her apophysenartig eingedrungen, wobei sie die Schichtung der Paragneise und Amphibolite als Flächen bester Wegsamkeit benützten. Ein ausspitzender Orthogneiskeil ist in beiden Wänden des scharfen Fliana-SW-Grates zu sehen; er ist nur eine seitliche Apophyse eines grössern Keiles, der als Lagergang vom hintern Lavinuoz her in die Basis des P. Fliana eingedrungen ist und bis in die westlichen Talhänge der Val Tuoi verfolgt werden kann. Vom Hauptintrusivkörper tektonisch getrennte Orthogneiszüge finden sich hier nicht.

Ein etwas anderes Bild bietet die Orthogneismasse im Zentrum der schweizerischen Silvretta, im Flüelagebiet. Diese saure Intrusivmasse ist stockartig geschiefert und lässt keinerlei Verfaltungen erkennen. Streckeisen beschreibt die Kontakte der Flüelagranitgneise als primäre, im allgemeinen diskordante Eruptivkontakte. Während die Orthogneise der nördlichen Silvretta Lagergänge in die Amphibolite der Linardzone hineinsenden, werden im Flüelagebiet die Amphibolitzüge des Flüelaschwarzhorns, des P. Sursura Pitschen und des P. del Ras von den Orthogneisen unvermittelt abgeschnitten und randlich aufgeschmolzen. Die durch Orthogneise getrennten Amphibolitzonen haben verschiedene Streichrichtung. Der Amphibolitzug des Sursura Pitschen streicht senkrecht zu demjenigen des P. del Ras. Es müssen hier Bewegungen während der Intrusion angenommen werden.

In der Vadret-Sursuragruppe, im klassischen Gebiet des Schlingenbaues, ändert der Bau der Intrusivkörper wiederum. Schmale



Figur 6. Querprofil P. Murtera-P. Linard-P. Fliana-P. Clavigliades. Gleiche Legende wie Tafel II.

senkrecht stehende Orthogneiszüge sind im God Munt bei der Clüs gleich wie die Amphibolite gefaltet worden; hier sind also die Orthogneise in den steilachsigen Faltenbau einbezogen worden.

Diese Verhältnisse weisen darauf hin, dass im Silvrettakristallin im grossen Ganzen Intrusion und Faltung zeitlich zusammenfielen. Im Detail kann aber die Faltung die Intrusion überdauert haben (Scaletta-Sursuragebiet), oder umgekehrt kann die Intrusion die gefalteten Zonen wieder aufgeschmolzen haben (Flüelagebiet). Für Intrusion in einer Spätphase der Faltung sprechen die Verhältnisse am P. Fliana. Das Nebeneinandervorkommen von typischem Faltenbau und typischem Intrusionsbau kann aber auch dadurch erklärt werden, dass in den verschiedenen Gebieten wechselnde Intensität der orogenetischen oder der magmatischen Phase angenommen wird. Die mit der Orthogneisintrusion zeitlich zusammenfallende Faltung ergriff vielleicht die Scalettazone stärker wie die Linard-Pischazone. Verschiedene Intrusionen sind nicht anzunehmen, da die einzelnen Orthogneiskomplexe petrographisch übereinstimmen und auch geologisch grösstenteils zusammenhängen.

Steilachsiger Faltenbau und Intrusionstektonik sind typische voralpine Züge der Silvretta. Schon die Tatsache, dass die zu Schlingen zusammengeschobenen Zonen in sich wieder flachachsig gefaltet sind, weist aber auf das Vorhandensein von ältern Zügen hin, die nicht mehr rekonstruiert werden können.

2. ALPINE TEKTONIK

DER SCHUPPENBAU DER NUNAGRUPPE (vergl. Tafel II)

Der bis jetzt besprochene Bau ist derjenige der vor der alpinen Orogenese autochthon wurzelnden, tektonischen Einheit Tiroliden/Dinariden, aus der die Silvrettadecke nur eine alpin abgescherte Platte bildet. Nicht überall ist dieser alte Bau so unversehrt erhalten geblieben wie in den besprochenen medianen Teilen der Decke. Schon Streckeisen (42) hat am Flüelaschwarzhorn eine alpine Überschiebungslinie gefunden, die mit der Ducanscherfläche zusammenhängt. Später hat Bearth (7) gezeigt, dass die Orthogneise des Kesch wahrscheinlich alpin um einen geringen Betrag gegen Norden vorgeschoben sind. Mylonite und Ruschelzonen kennzeichnen diese alpinen Bewegungshorizonte.

In der Nunagruppe, im südöstlichen Teil der Silvretta und im stark beanspruchten Rückland dieser auf dem Alpengebäude schwimmenden Grundgebirgsscholle, liegen Orthogneismassen als flache Schuppen diskordant auf dem steil stehenden Unterbau. Es ist nahe-

liegend, auch hier alpine Überschiebungen zu vermuten. Zusammen mit der Keschgruppe ist die Nunagruppe das gegebene Gebiet zum Studium der alpinen Überprägung des alten Gebirgsbaues, wie des Gesteinsgefüges.

Schon ein flüchtiger Blick auf die geologische Karte der Nunagruppe zeigt, dass der plastische Faltenbau im Norden, der sicher voralpine Bau der Silvretta, einen deutlichen Gegensatz bildet zum Schuppenbau im Süden, dem Bau der dislozierten Silvrettadecke. Hauptsächlich zwei wurzellos schwimmende Orthogneismassen sprechen für Dislokationen nach der Intrusion, wobei zu entscheiden ist, ob voralpine oder alpine Tektonik vorliegt.

1. Der Orthogneisblock des P. d'Arpiglias-Macun-P. Sursass-Pra Putèr ist gegen Norden vorgeschoben worden und hat dabei die liegenden Amphibolitzonen von Zernez geschleppt und verbogen. Unverkennbare Relikte der Zernezer und Clüser Serie finden sich als isolierte Linsen in der Basis des P. d'Arpiglias (Amphibolite, hornfelsartige Paragneise, Biotitschiefergneise, Mönchalpgranitgneise). Diese tektonisierten Gesteine zeigen, dass hier eine ausgeprägte Bewegungsbahn vorliegt.

2. Eine zweite Orthogneisschuppe ist diejenige des Munt Baselgia-Spi da Laschadura, die in den Bergen des hintern Macun als flache Platte auf den Arpigliasblock überschoben ist. Die trennenden Amphibolit-, Para- und Mischgneiszonen sind am P. Nuna miteinander verfaltet und verschuppt. In der Val da Barcli liegen die basalen Mischgneise der Baselgiaschuppe deutlich diskordant auf dem steilstehenden Unterbau.

Wenn wir uns die dislozierten Orthogneise, Amphibolite, Para- und Mischgneise der Laschaduraschuppe in ihre ursprüngliche Lage zurückversetzt denken, so entsprächen die Mischgneise von Val da Barcli der Zone Spöl-Inn-Alp Barlas-ch-Munt da Brail; die südlich anschliessenden Amphibolite von Brail wären das Äquivalent der Nuna-Eklogitamphibolite, und die Orthogneise der Laschaduraschuppe liessen sich mit den überschobenen Keschgneisen parallelisieren. Auf jeden Fall sind grössere Transporte nach der Intrusion der Orthogneise anzunehmen.

Diese beiden Orthogneismassen des P. d'Arpiglias und des Munt Baselgia streichen im grossen Ganzen parallel der Front der Unterengadiner Dolomiten. Es wäre deshalb naheliegend, sie als alpin verschuppte Pakete des alten Gebirgsbaues aufzufassen. Die Frage, ob alpine oder voralpine Tektonik vorliegt, soll im Folgenden genau diskutiert werden.

Die Trennung alpiner Züge von voralpinen auf stratigraphischer Grundlage ist schwierig. Da unserm Untersuchungsgebiet Sedimente fehlen, bilden die Diabasgänge das einzige Kriterium zur zeitlichen Einreihung. Wir halten mit BEARTH (6) die Diabase für frühestens späthercynisch, spätestens mesozoisch, sicher aber für voralpin. Somit können alle Dislokationen seit der Intrusion der Diabase als mit der alpinen Verfrachtung der Silvretta zusammenhängend betrachtet werden. Postdiabasisch wird also gleich alpin s. l. gesetzt.

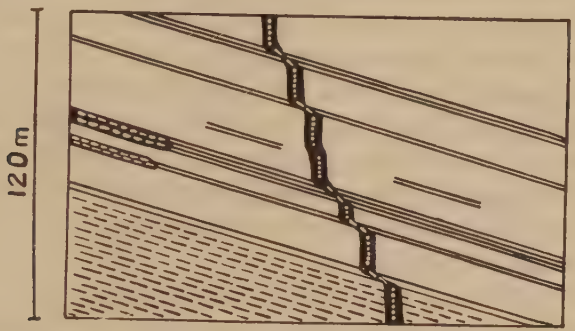
Eine unserer feldgeologischen Arbeiten war es somit, den Verlauf und die texturelle Ausbildung der Diabasgänge zu studieren und Beziehungen zu postdiabasischen Dislokationen zu finden.

Schon BEARTHS Diabasarbeit hat ergeben, dass die Gänge der zentralen Silvretta aus massigen Gesteinen bestehen, während in den südlichen Randzonen geschieferte Diabase überwiegen. Es war darum naheliegend, diese tektonische Fazies der Diabase als alpine Umformung aufzufassen.

Ein Detailprofil der Nunagruppe lässt deutlich erkennen, dass nur die auf alpinen Bewegungsbahnen liegenden Diabase geschiefert sind. Die SW-Wand des Munt Baselgia zeigt das in Figur 7 dargestellte Profil. In eine flachliegende Serie von Ortho- und Mischgneisen sind konkordant und diskordant Diabasgänge eingedrungen. Ein diskordanter, senkrechter Gang ist mehrmals verworfen, wobei jeweils das hangende Teilstück gegenüber dem liegenden gegen NW vorgeschoben ist. Dieser Hornblende-Biotit-Diabas ist vollkommen massig; nur die geschleppten Enden der Teilstücke des Ganges sind gequetscht und verruschelt. Im Gegensatz dazu sind die zwei konkordant eingelagerten Diabasgänge durchwegs geschiefert. Dass es sich dabei nicht um primäre Paralleltextur handelt, hat schon BEARTH festgestellt. Die Schieferung der konkordanten Gänge und die Verstellung der diskordanten Gänge ist auf die gleiche Ursache zurückzuführen, auf die alpine Dislokation. Aus den Verschiebungsbeträgen zwischen den Gangstücken kann das Ausmass der postdiabasischen Bewegung direkt abgelesen werden. Diese Dislokation benutzte die alten Schichtflächen der Mischgneise als Flächen bester Wegsamkeit. Grosse Schichtpakete wurden en bloc transportiert. Ihre Bestandteile sind Kataklasite (Deformation ohne Teilbewegung). Die Gesteine der Schubflächen aber wurden weitgehend mylonitisiert (Deformation mit intensiver Differentialbewegung). Wenn Diabase auf diesen Scherflächen liegen, so sind sie geschiefert. Nicht alle Schichtflächen wurden aber alpin mobilisiert; das beweisen die diskordanten

Gänge und auch einige konkordant eingelagerte Diabase im Macun, die ihre primäre, massige Textur bewahrt haben.

Mit Hilfe der Diabasgänge kann voralpine Tektonik von alpiner geschieden werden. Wo Diabase fehlen, müssen andere Kriterien gesucht werden, um alpine und voralpine Züge auseinander zu halten. Es wurde oben darauf hingewiesen, dass die Gneise der besprochenen Bewegungshorizonte mylonitisiert sind. Mylonite finden sich am Munt Baselgia nur auf den postdiabasisch bewegten Scherflächen.



Figur 7. Schematisierte Ansicht des SW-Abfalles des Grates von P. 2845 zu P. 2946 (Munt Baselgia). Ein dichter, diskordanter Diabasgang (schwarz mit weissen Punkten) durchschlägt eine Serie von Mischgneisen; er ist mehrmals längs Mylonitzonen (durchgezogene schwarze Linien) verstellt. Die geschleppten Gangstücke sind geschiefert (schwarz mit weissen Strichen), wie die in den Mylonitzonen eingelagerten Diabase. Die kurzen schwarzen Striche bezeichnen Gesteine mit blastischer Korngranulierung (mönchalpgranitische Gesteine).

Nirgends konnte eine Mylonitzone gefunden werden, die von einem Diabasgang unversehrt durchschlagen wird. Den Effekt der alpinen Dislokationsmetamorphose sehen wir somit in dieser rein mechanisch rupturellen Deformation, in der Mylonitisierung.

Wenn nun an einer Stelle nachgewiesen werden konnte, dass die Mylonite postdiabasisch, also alpin sind, so kann umgekehrt in andern Gebieten, denen Diabase fehlen, mit Hilfe der Mylonite nachgewiesen werden, wo alpine Bewegungshorizonte vorliegen. Wir können somit das Ausmass der alpinen Verschiebung an den verworfenen Diabasgängen quantitativ ablesen und alpine Bewegungsbahnen mit Hilfe der Mylonite und der geschieferten Diabase qualitativ feststellen.

Es fällt auf, wie gering die Sprunghöhen der verworfenen Diabasgänge sind. Der diskordante Gang im NW-Grat des Munt Baselgia durchschlägt die gleitfähigsten Horizonte (Biotitschiefergneise, Mischgneise) der Laschaduraschuppe; seine ganze Verschie-

bung beträgt aber kaum 50 m (auf 150 m Höhe), obwohl kilometerweiter Transport der Schuppe angenommen werden muss. Es muss vermutet werden, dass entweder die alpine Hauptbewegungsbahn direkt an der Basis der Mischgneise der Laschaduraschuppe liegt, was wegen Schuttbedeckung des beschriebenen Diabasganges nicht kontrolliert werden kann, oder dass die Überschiebung dieser Schuppe zur Hauptsache vor der Intrusion der Diabase stattfand. Aus dem Verlauf der Diabasgänge kann nicht sicher auf alpine Dislokationen grösseren Ausmasses geschlossen werden. Es fragt sich, ob die Mylonite für bedeutende alpine Transporte sprechen.

Mylonitzonen sind in der Nunagruppe weit verbreitet. Die bedeutendste Zone liegt an der Basis der Silvrettadecke, andere finden sich in den beiden besprochenen Orthogneisschuppen in verschiedenen Niveaus, besonders aber an der Basis der Laschaduraschuppe. Eine weniger ausgeprägte und nur sporadisch auftretende Mylonitzone markiert die Grenze zwischen dem Amphibolit des P. Mezdi und dem liegenden Orthogneis.

Eigentliche Mylonite bilden stets nur schmale Zonen. Oft finden sich wenige Centimeter breite Mylonitbänder in kataklastischen Augengneisen. Diese Bänder verlaufen den alten Schichtflächen der Gneise parallel. Es ist schwer festzustellen, welche Mylonitzonen grössere tektonische Bedeutung haben und welche bloss lokale Gleithorizonte markieren. Eine quantitative Auswertung ist nicht möglich; dazu sollten technologische Experimente an kristallinen Schiefern ausgeführt werden können. Die Mächtigkeit einer Mylonitzone scheint uns nicht von ausschlaggebender Bedeutung zu sein, sondern eher der Grad der Umformung, über den erst mikroskopische Untersuchungen Auskunft geben. So finden sich in den Spi da Laschadura grössere Komplexe linear ausgewalzter Orthogneise, die kaum die Bedeutung der wenige Meter mächtigen Ultramylonite an der Basis des Pra Putèr haben. Diese Endglieder nachkristalliner Deformation vom Pra Putèr fehlen aber der übrigen Nunagruppe.

Wenn somit aus der Art der Mylonitisierung nicht das Ausmass der alpinen Dislokation bestimmt werden kann, so lässt sich doch entscheiden, ob die geologisch geforderten Überschiebungsflächen an der Basis der beiden Orthogneisblöcke des P. d'Arpiglias und des Munt Baselgia durch diese alpin tektonische Fazies der Gesteine charakterisiert sind. Tatsächlich sind die basalen Orthogneise und Mischgneise der Laschaduraschuppe stark mylonitisiert; hier sind also sicher alpine Bewegungen anzunehmen. Dagegen fiel bei der Kartierung des Nordrandes der Arpigliasmasse der relative Mangel

an Myloniten auf. Obwohl hier deutlich Orthogneise auf Mischgneise und Amphibolite überschoben sind, kommen typische, nachkristallin deformierte Gesteine sowohl im Macun wie im Norden des P. d'Arpiglias nur untergeordnet vor. Dafür sind hier, wie in der Basis der Laschaduraschuppe, Tektonite ganz anderer Art vorhanden. Die Westseite des P. d'Arpiglias, die in den Runsen der Ruina Sandögna ausgezeichnet aufgeschlossen ist, gibt eines der besten Profile durch die basalen Gneise des Arpigliasblockes. In der Sandögna sind fein gefältelte Mischgneise vorhanden; es handelt sich um praebis parakristallin deformierte B-Tektonite mit wohlerhaltenen Mineralindividuen. Aus diesem Gebiet stammen auch einige der wenigen gefältelten Augengneise der Basler Handstücksammlung der Silvretta. Ausserdem finden sich Augengneise mit granulierten Plagioklasen und Kalifeldspaten (Flüelagranitgneise und sog. Mönchalpgranitgneise). Es handelt sich bei dieser Gesteinsserie sicher um Tektonite, die sich aber von den Kataklasiten und Myloniten prinzipiell unterscheiden, wie besonders das Verhältnis der Kristallisation zur Deformation in den beiden Gesteinsgruppen zeigt. Die Gneise der Sandögna sind prae- bis parakristallin deformiert, während die Mylonite nachkristallin vollkommen ausgewalzt sind. In der ersten Gruppe ist konstruktive, in der zweiten destruktive Metamorphose vorhanden. Diese beiden Arten von Tektoniten können nicht unter gleichen Deformationsbedingungen entstanden sein, obwohl sie nebeneinander vorkommen. Ein Aufschluss im Westhang des Munt Baselgia lässt nachweisen, dass diese beiden Gesteinsgruppen auch ihrem Alter nach differieren. Tektonite beider Arten bilden die Basis der Laschaduraschuppe. Nachkristalline Überprägung der parakristallinen Tektonite scheint stattgefunden zu haben. Es konnte auch einwandfrei nachgewiesen werden, dass die gefalteten B-Tektonite und die granulierten Mönchalpgranitgneise von einem unversehrten, massigen Diabasgang durchschlagen werden. Der gleiche Diabasgang ist aber längs Mylonitzonen verworfen. Daraus geht hervor, dass die Scherfläche an der Basis der Orthogneisblöcke des P. d'Arpiglias und der Spi da Laschadura sowohl praediabasisch wie postdiabasisch bewegt wurde. Wir müssen somit annehmen, dass eine herzynische Bewegungsbahn vorliegt, die alpin wieder mobilisiert wurde. Über den proportionalen Anteil alpiner und herzynischer Dislokation lässt sich nichts Genaues aussagen. Beim Arpigliasblock halten wir die herzynische Verschiebung für bedeutender, während bei der Laschaduraschuppe der alpine Anteil überwiegen dürfte.

Alpine und herzynische Dislokation erfolgte längs den gleichen

Scherflächen; ob auch die Gleitrichtung dieselbe war, konnte bis jetzt feldgeologisch nicht entschieden werden. Gefügeanalytische Untersuchungen können hier vielleicht weiter helfen: In den Diagrammen von Gefügen der Arpigliasschuppe treten Schiefgürtel auf, die auf verschiedene, sich überprägende Bewegungsrichtungen in S-Flächen zurückgeführt werden könnten (28, pag. 74). Da aber noch zu wenig Gefügeanalysen an Gesteinen dieses Gebietes ausgeführt wurden und da die Abweichung von den symmetrischen ac-Gürteln der „normalen" Silvrettagefüge nicht sehr stark ist, möchten wir diese Interpretation nur vermutungsweise aussprechen.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass in der südöstlichen Nunagruppe der Intrusionsbau der Silvretta schon vor dem Eindringen der Diabasgänge überprägt wurde. Diese herzynische Tektonik ist in der Arpigliasschuppe und in den verbogenen Gneiszonen zwischen Zernez und der Clüs ziemlich unversehrt erhalten; in der Laschaduraschuppe dagegen sind neben herzynischen auch bedeutende alpine Verschuppungen anzunehmen.

Diese Detailuntersuchungen widerlegen die eingangs geäusserte und aus grosstektonischen Überlegungen gefolgerte Annahme, dass die Verschuppung der Nunagruppe rein alpinen Alters sei. Sie sprechen aber auch gegen die Annahme von Staub (41), der „grossartige Fächer der Nunagruppe" sei als „Einwicklungsfächer der Silvrettadecke vor der Dolomitenstirn" zu interpretieren. Wir glauben — im Gegensatz zu Staub —, dass die Unterengadiner Dolomiten den Bau des südöstlichen Silvrettakristallins nur in geringem Masse und nur lokal beeinflusst haben, und dass die Stirnfalten der Dolomiten Anpassungserscheinungen an das starre Hindernis des Silvrettablockes sind. Diese Auffassung ist umso einleuchtender, als es noch keinem Bearbeiter der Silvretta gelungen ist, die Stellen zu finden, wo sich „am ganzen Südrand die grisoniden Elemente in grossartigen Stirnen tief in den kristallinen Körper der Silvretta einbohren" (41). Staub's bestechende Darstellung des Kampfes zwischen Silvrettakristallin und unterengadiner Dolomiten scheint uns deshalb revisionsbedürftig.

Staub (41) spricht ausserdem davon, dass durch das Einbohren der Engadinerdolomiten in die Basis der oberostalpinen Decke die südlichen kristallinen Massen derselben weiter nach Norden vorgeschoben wurden, und dass durch den Vormarsch der Engadinerdolomiten die ganze kristalline Kernmasse der Silvrettadecke in zwei grosse Schuppen erster Ordnung zerfalle, in die südliche, eigentliche Oetztalermasse (Nuna-, Vadret-, Scaletta- und Keschgruppe) und in

die nördliche, eigentliche Silvrettamasse (P. Linard, P. Fless, zentrale Silvrettagruppe). Die trennende Schubfläche soll von Guarda im Unterengadin über das Sagliains zum Seehorn von Davos ziehen. Diese intrakristalline Scherfläche konnte aber bei der Detailkartierung der Gegend durch Streckeisen und Spaenhauer nicht gefunden werden. Die Zweiteilung der Silvretta existiert nicht.

Wir müssen eine Einschränkung machen, was das herzynische Alter der praediabasischen Verschuppungen betrifft: Unsere zeitliche Systematik stützt sich auf die Annahme, dass die Intrusion der Diabase zwischen der herzynischen und der alpinen Orogenese erfolgte. Es sind uns keine Tatsachen bekannt, die dagegen sprechen. Wahrscheinlich sind die Diabase permisch. Wenn sie mesozoischen Alters wären, so könnte nicht entschieden werden, ob die postgranitischen und praediabasischen Verschuppungen alpine Frühphasen oder herzynische Spätphasen sind. Diese Einschränkung ändert aber nichts an den hier gezogenen Schlüssen über das Verhältnis der mesozoischen Unterengadiner Dolomiten zum Silvrettakristallin.

E. Die Wurzelfrage

Mit der Feststellung der Deckennatur der Silvretta stellt sich zugleich die Frage nach der Herkunft dieser ortsfremden Schubmasse. Zur Lösung dieses Problems müssen die Äquivalente der Silvretta in den Südalpen untersucht werden; es muss also die sog. Wurzelfrage gestreift werden. Zunächst sollen nicht die Wurzelzonen diskutiert werden, sondern es soll von der Silvrettadecke ausgehend die prinzipielle Frage gestellt werden, ob die oberostalpinen Decken überhaupt Wurzeln in dem nun einmal in den Westalpen festgelegten Sinne des Wortes haben können.

Die von der Deckenbasis diskordant abgeschnittenen Silvrettagneise beweisen, dass wir es in der Silvretta mit einem abgescherten Stück Grundgebirge zu tun haben, dessen Innentektonik älter ist als der alpine Deckenbau. Innenbau und Deckenbau sind nicht korrelat. Als starrer Block, der alpin nur lokal verschuppt wurde, schwimmt die Silvretta auf den unterliegenden Deckenserien; sie ist ein Fremdkörper im alpinen Gebäude.

Der Baustil der Silvretta steht damit in krassem Gegensatz zu allem, was wir aus den Westalpen kennen. In den Penniden ist plastischer Faltenbau der Gross- und Kleinformen vorhanden. In den Tiroliden dagegen herrscht Block- und Schuppentektonik; der Innenbau der Blöcke wird von deren Umgrenzung meist diskordant

abgeschnitten. ARGAND (3) unterscheidet plis de couverture und plis de fond. Die Penniden sind typische plissements de couverture; die Deckscholle der Silvretta dagegen ist ein plis de fond. Eine derartige Deckschuppe kann keine Wurzeln im Sinne des Löffels von Val Antrona-Val Anzasca (1) oder des Malenco-Passo d'Uer (40) haben. Es handelt sich nicht darum, die Wurzelstiele, sondern das autochthone Rückland der Silvretta zu finden.

In den schematischen Querschnitten durch die Ostalpen von STAUB (41) erhält auch die Silvrettadecke einen steilgestellten Wurzelstiel. Wenn nun nach STAUB Wurzeln nur steilgestellte Rückteile von Decken sind, so sollen einmal die Konsequenzen gezogen werden: die Überschiebung der oberostalpinen Decken erfolgte vor der insubrischen Steilstellung der Wurzeln (2 und 41). Der herzynische Bau mag wohl in Stirn- und Rückteil der Decken der gleiche sein. Die alten Gneise dürften also vorwiegend diskordant zur Deckenbasis stehen. Diese Basis wurde aber bei der insubrischen Steilstellung und Überkippung die heutige, senkrecht stehende Nordgrenze der „Wurzeln". In der saigern Silvrettawurzel müssten wir also dem steilen Innenbau der Stirnteile entsprechende, flach liegende Gesteinszonen vor uns haben. Da die Wurzelpartien alpin stark ausgequetscht wurden, müsste durch Interferenz flacher herzynischer und steiler alpiner Züge ein Gitterbau resultieren. Ausserdem wären die dem Ducan entsprechenden, normal auflagernden Sedimente der Silvrettawurzel im Süden der kristallinen Teile zu erwarten. Zu diesen Überlegungen sind wir durch Übertragung der Erfahrungen aus der Silvretta auf die geforderten, steilstehenden Rücklandteile gekommen. Es fragt sich nun, wo ist dieses Rückland zu finden, und wie ist es tatsächlich gebaut?

STAUB (40) hat als erster die ARGAND'schen Wurzelzonen gegen Osten zu verfolgt. Er hat gezeigt, dass die Wurzeln der oberostalpinen Decken nördlich der insubrischen Linie Jorio-Dubino-Mte. Padrio-Tonale nicht mehr untergebracht werden können und lässt darum die Tiroliden südlich dieser Linie wurzeln, also im Seengebirge und in der Catena Orobica.

Begehungen im Malenco und südlich von Sondrio zeigten, dass die oberostalpinen Decken nördlich der insubrischen Linie kein Äquivalent besitzen. Dagegen stimmen die Paragneis-Amphibolitzonen südlich dieser Linie, die in Sondrio, bei Triaggia, sowie in der Gegend von Albosaggia aufgeschlossen sind, weitgehend mit der Pischazone zwischen Süs und Lavin überein. Eine weitere Parallele zwischen der Catena Orobica und der Silvretta ergeben die Hornblendeporphyrit-

gänge der Val Venina, die den Hornblendediabasen der Nunagruppe entsprechen.

Vor allem haben aber die noch unveröffentlichten Aufnahmen von M. Reinhard und cand. geol. R. Bächlin gezeigt, dass das Cenerigebiet (Seengebirge zwischen Lago Maggiore und Lago di Lugano) seinem Bau und seinem petrographischen Inhalt nach weitgehend mit der Silvretta übereinstimmt. Die Deutung von Staub ist also richtig, was die Zusammengehörigkeit der beiden Gebiete betrifft. Hingegen darf das Cenerigebiet nicht als Wurzelland angesprochen werden, denn es sind steilstehende, in sich geschlossene Falten vorhanden, ähnlich wie im Deckenland der Silvretta. Es liegt hier das autochthone Rückland der oberostalpinen Decken, nicht aber deren Wurzelland vor. Von einer Steilstellung ist keine Rede. Bei einer Steilstellung des Rückteils der Tiroliden müssten nach dem Staub-schen Schema die normal auflagernden Sedimente südlich dem Kristallin der Wurzel liegen und gegen Norden müssten sukzessive ältere Schichten folgen. Die neuen Aufnahmen von Cornelius (11) haben nun aber gezeigt, dass gerade das Gegenteil der Fall ist: Die normal auflagernden Sedimente der Catena Orobica liegen bei Dubino direkt südlich der insubrischen Linie; die jüngsten Schichten liegen im Norden und die ältesten im Süden.

Einstweilen kann nur gesagt werden, dass den wurzellosen kristallinen Blöcken der Silvretta und des Oetztals südlich der insubrischen Linie kristalline Massive von ähnlichem Bau und ähnlichem petrographischem Inhalt entsprechen. Die oberostalpinen Decken liegen in einem höheren Niveau, wie die scheinbar autochthonen Gebiete des Seengebirges und der Catena Orobica, die wahrscheinlich das Rückland der Deckenteile darstellen. Welche tektonische Bedeutung die insubrische Linie besitzt, ist noch nicht klar; es sei auf die Arbeit von Cornelius (11) verwiesen.

Die oberostalpinen Decken der Silvretta und der Oetztaler Berge dürften aus dem Gebiet der Etschbucht, südlich der insubrischen Linie, stammen. Auf Haupttransport aus SE weisen die Judikarienlinie und die dieser parallel laufenden Fronten der ostalpinen Decken im Unterengadin hin. Im Detail haben aber wahrscheinlich verschiedene Schubrichtungen interferiert. Es ist anzunehmen, dass die Tiroliden zwischen der Tessiner- und der Tauernkulmination am weitesten nach Norden vorgedrungen sind; auf jeden Fall finden sich im Vorarlberg die peripherstenErosionsrelikte von oberostalpinem Kristallin.

LITERATURVERZEICHNIS

1. Argand, E.: Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. Beitr. geol. Karte d. Schweiz. N. F. **31**, No. 1. 1911.
2. — Sur l'arc des Alpes Occidentales. Eclog. geol. Helv. **14**, 145. 1916.
3. — La tectonique de l'Asie. Compte-rendu du XIIIe Congrès géologique international 1922. 171. Liége 1924.
4. Auerbach, H.: Handbuch der physikalischen und technischen Mechanik. Leipzig 1931.
5. Backlund, H.: Petrogenetische Studien an Taimyrgesteinen. Geol. Fören. Förh. Stockholm, **40**, 101. 1918.
6. Bearth, P.: Die Diabasgänge der Silvretta. Schweiz. Min. Petr. Mitt. **12**, 147. 1932.
7. — Geologie und Petrographie der Keschgruppe. Schweiz. Min. Petr. Mitt. **12**, 256. 1932.
8. — Über Gangmylonite in der Silvretta. Schweiz. Min. Petr. Mitt. **13**, 347. 1933.
9. Böhm, A.: Über Gesteine des Wechsels. Tschermaks Min. Petr. Mitt. **5**, 204. Wien 1883.
10. Christa, E.: Das Gebiet des Obern Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen. Jahrb. geol. Bundesanstalt Wien. **81**, 533. 1931.
11. Cornelius, H. P. und Cornelius-Furlani, M.: Die insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass. Denkschr. Akad. Wiss. math.-natw. Klasse. **102**, 207. Wien 1930.
12. Eskola, P.: On the principles of metamorphic differentiation. Bull. Com. géol. Finlande No. **97**, 68. 1932.
13. Ghika-Budesti, St.: Les plagioclases des Banatites étudiés par la méthode de Fédoroff. Bull. Suisse de Min. Pétr. **11**, 12. 1931.
14. Holmquist, P. J.: Zur Morphologie der Gesteinsquarze II. Die Deformationsstrukturen. Geol. Fören. Förh. Stockholm. **48**, 410. 1926.
15. Liechti, H.: Recherches pétrographiques et tectoniques dans la vallée de Göschenen. Bull. Suisse de Min. Pétr. **13**, 491. 1933.
16. Mügge, O.: Der Quarzporphyr der Bruchhäuser-Steine in Westfalen. N. Jahrb. Min. B. B. **10**, 766. Stuttgart 1896.
17. — Über Translationen und verwandte Erscheinungen in Kristallen. N. Jahrb. Min. Jahrg. **1898, 1**, 71.
18. Niggli, P. und Grubenmann, U.: Die Gesteinsmetamorphose I. Berlin 1924.
19. Paliuc, G.: Untersuchungen der Plagioklase einiger rumänischer Ergussgesteine Siebenbürgens mittels der Universaldrehtischmethode. Schweiz. Min. Petr. Mitt. **12**, 423. 1932.
20. Polanyi, M.: Verformen, Zerreissen und Verfestigung von Kristallen. Die Naturwissenschaften **16**, 285. Berlin 1928.
21. Quensel, P.: Zur Kenntnis der Mylonitbildung, erläutert an Material aus dem Kebnekaisegebiet. Bull. Geol. Inst. Uppsala. **15**, 91. 1916.
22. Reinhard, M. und Preiswerk, H.: Über Granitmylonite im Aiguilles-Rouges Massiv (westliches Wallis). Verh. Nat. forsch. Ges. Basel. **38**, 188. 1927.
23. Reinhard, M.: Universaldrehtischmethoden. Basel 1931.
24. Reithofer, O.: Beiträge zur Geologie der Fervallgruppe. Jahrb. geol. Bundesanstalt Wien. **81**, 305. 1931.

25. Sander, B.: Über tektonische Gesteinsfazies. Verh. k. k. geol. Reichsanstalt Wien. Jahrg. **1912.** No. 10, 249.
26. — Über einige Gesteinsgruppen des Tauernwestendes. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt Wien. **62,** 219. 1912.
27. — Zur petrographisch-tektonischen Analyse I, II und III. Jahrb. geol. Bundesanstalt Wien. **74,** 183. 1923. **75,** 181. 1925. **76,** 323. 1926.
28. — Erläuterungen zur geologischen Karte Meran-Brixen. Schlernschriften **16.** Innsbruck 1929.
29. — Gefügekunde der Gesteine. Wien 1930.
30. Schmidegg, O.: Neue Ergebnisse in den südlichen Oetztaler Alpen. Verh. geol. Bundesanstalt Wien. Jahrg. **1933.** No. 5, 83.
31. Schmidt, W.: Gesteinsumformung. Denkschr. Nat. hist. Museum Wien. **3.** 1925.
32. — Tektonik und Verformungslehre. Berlin 1932.
33. Schubnikow, A., und Zinserling, K.: Über die Plastizität des Quarzes. Z. Krist. **85,** 454. 1933.
34. Seidlitz, W.: Über Granitmylonite und ihre tektonische Bedeutung. Geol. Rundschau. **1,** 188. 1910.
35. Spaenhauer, F.: Petrographie und Geologie der Grialetsch-Vadret-Sursura-Gruppe (Graubünden). Schweiz. Min. Petr. Mitt. **12,** 27. 1932.
36. — Die Andalusit- und Disthenvorkommen der Silvretta. Schweiz. Min. Petr. Mitt. **13,** 323. 1933.
37. — Untersuchungen an synthetischen Plagioklasen mit Hilfe des Drehtisches. Schweiz. Min. Petr. Mitt. **13,** 356. 1933.
38. Spitz, A., und Dyhrenfurth, G.: Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scanfs und dem Stilfserjoch. Beitr. geol. Karte d. Schweiz, N. F. **44.** 1915.
39. Staub, R.: Über granitische und monzonitische Gesteine im westlichen Berninagebirge. Vierteljahrschr. Nat.forsch. Ges. Zürich **60.** 1915.
40. — Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen. Beitr. geol. Karte d. Schweiz. N. F. **46.** 1916.
41. — Der Bau der Alpen, Beitr. geol. Karte d. Schweiz. N. F. **52.** 1924.
42. Streckeisen, A.: Geologie und Petrographie der Flüelagruppe (Graubünden). Schweiz. Min. Petr. Mitt. **8,** 87. 1928.
43. — Junge Eruptivgesteine im östlichen Banat mit besonderer Berücksichtigung ihrer Feldspate. Bull. Soc. Rom. Geol. **1,** 108. 1932.
44. Tammann, G.: Lehrbuch der Metallographie. Leipzig 1923.
45. Tarnuzzer, Ch.: Notiz über den Marmor von Lavin. Jahresbericht Nat. forsch. Ges. Graubünden. **49.** 1907.
46. Termier, P.: Les nappes de recouvrement des Alpes Orientales et la synthèse des Alpes. Bull. Soc. Géol. France. (4). tome **3,** 711. 1903.
47. Wenk, E.: Statistische Drehtischuntersuchungen an Plagioklasen rumänischer Ergussgesteine. Schweiz. Min. Petr. Mitt. **13,** 205. 1933.

Eingegangen: 20. März 1934.

Erklärungen zu Tafel I

Figur 1. Undulöses Quarzkorn mit Translationslamellen aus dem Augengneiskomplex des Pra Putèr, P. 2317. Vergrösserung 19 mal. 2 Systeme von Translationslamellen WNW—ESE und NE—SW (Biegegleitung!).

Figur 2. Mylonitischer Augengneis vom Pra Putèr, 2150 m. Vergrösserung 13 mal. Plastisches Kornfliessen von Quarz in einem Faltenscheitel, die Translationsebenen der Quarze sind in die S-Flächen eingeregelt.

Figur 3. Mylonitgneis aus Val Sampuoir, 1890 m. Vergrösserung 19 mal. Linear ausgewalzter Augengneis mit lagenartigem Quarz, der ein stromlinienförmiges, zertrümmertes Kalifeldspatauge umfliesst.

Tafel I

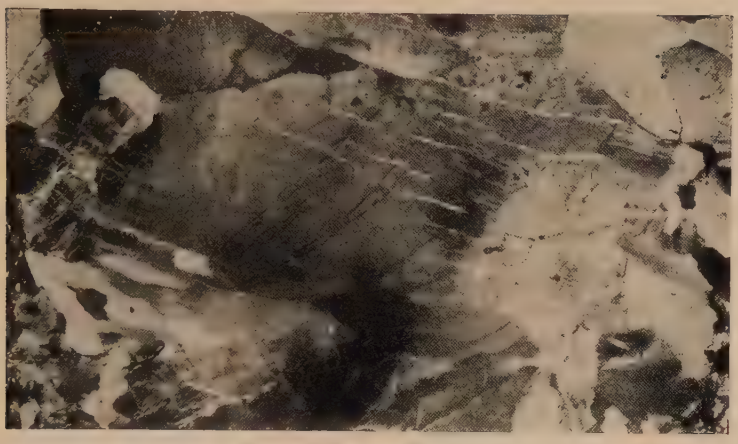


Fig. 1

Fig. 2

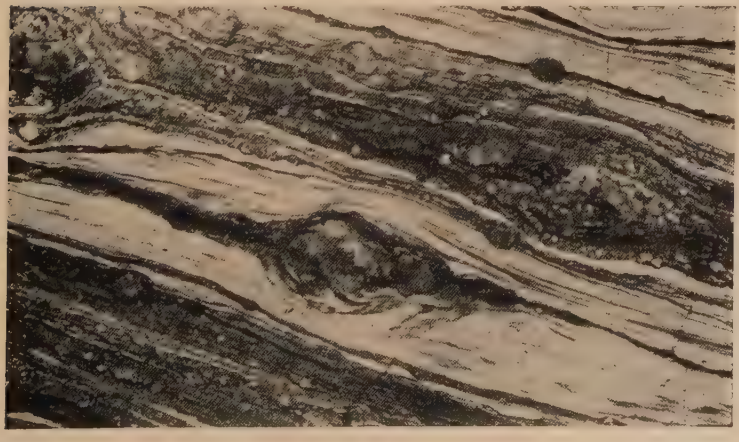


Fig. 3

GEOLOGISCHE KARTE DER NUNAGRUPPE (UNTERENGADIN)

Aufgenommen von Ed. Wenk 1930—32

1 : 50 000

Legende

Sedimente (Trias bis Kreide)

Diabasgänge
- massige
- geschieferte

Orthogneise
- grobflaserige Augengneise und aplitisch-pegmatitische Gneise

Mischgneise
- biotitreiche Augengneise, Injektionsgneise
- Mönchalpgranitgneise, quarzdioritische Gneise
- Lagengneise, Feldspatknotengneise

Paragneise
- Biotit-Plagioklasschiefergneise
- Hornfelsartige, feinkörnige bis dichte Paragneise
- Kristalline Karbonatgesteine

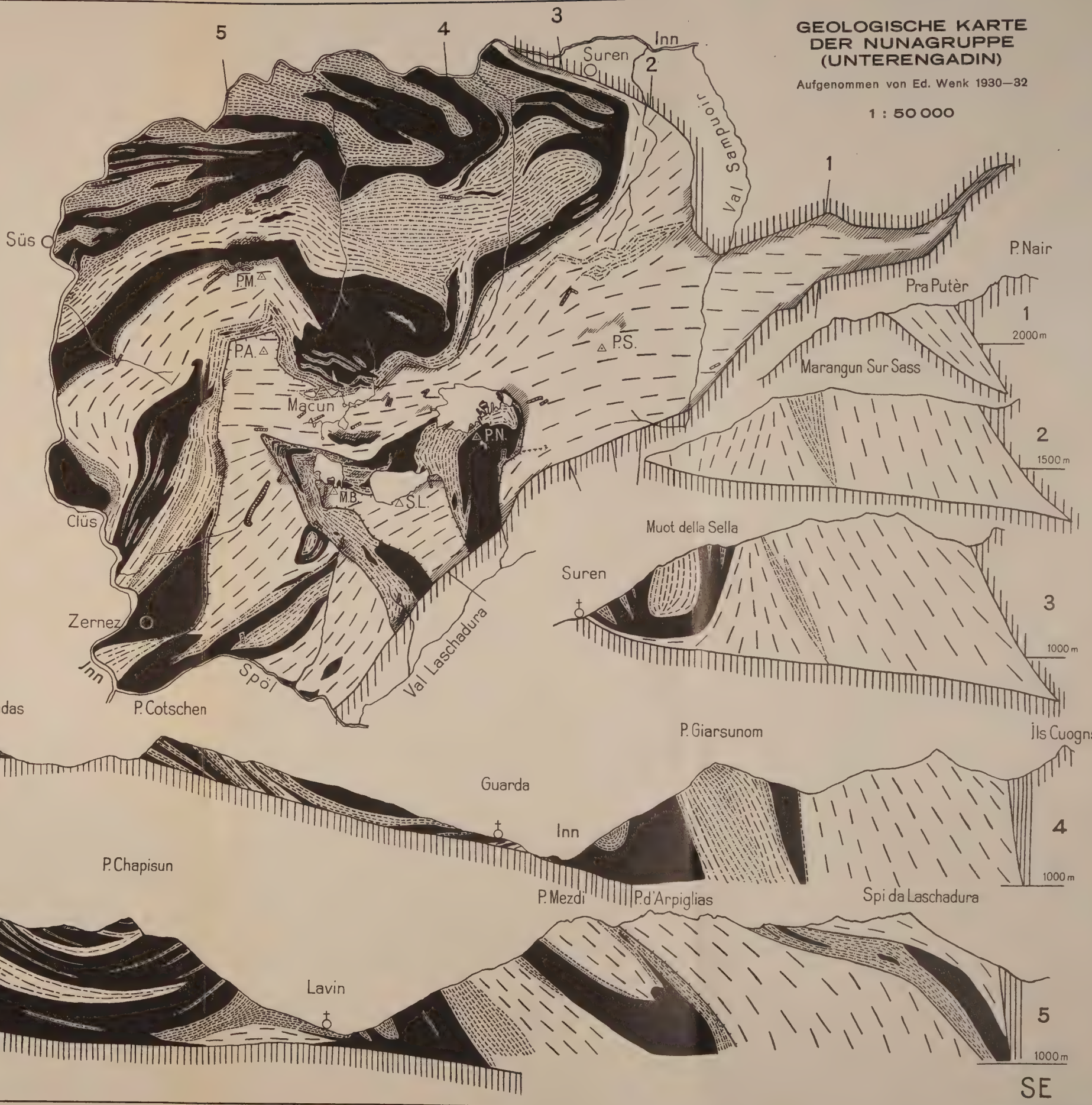
Amphibolite
- Plagioklasamphibolite, Granatamphibolite Eklogitamphibolite

Mylonitzonen

Voralpine und alpine Überschiebungslinien

Abkürzungen

M. B. = Munt Baselgia
P. A. = P. d'Arpiglias
P. M. = P. Mezdi
P. N. = P. Nuna
P. S. = P. Sursass
S. L. = Spi da Laschadura



WASSERMANN & Cº, GRAPH. ANSTALT

TEKTONISCHE KARTE DES SCHWEIZERISCHEN ANTEILS DES SILVRETTAKRISTALLINS (GRAUBÜNDEN)

Nach den Aufnahmen 1924—1933 von A. Streckeisen, F. Spaenhauer, P. Bearth und eigenen Untersuchungen, zusammengestellt von E. Wenk

Maßstab 1 : 100 000

Zum besseren Verständnis der Topographie ist diese Karte mit Blatt XV der Topographischen Karte der Schweiz 1 : 100 000 (Dufourkarte) zu vergleichen

Abkürzungen

F. S. = Flüelaschwarzhorn
F. W. = Flüelaweißhorn
K. = Küehalphorn
P. A. = P. d'Arpiglias
P. B. = P. Buin
P. C. = P. Cotschen
P. Cl. = P. Clavigliadas
P. = Pischahorn
P. F. = P. Fliana
P. Fs. = P. Fless
P. K. = P. Kesch
P. L. = P. Linard
P. N. = P. Nuna
P. R. = P. del Ras
P. S. = P. Sursura
P. S. P. = P. Sursura Pitschen
P. V. = P. Vadret
S. H. = Scalettahorn
V. = Verstanklahorn

Davos
Unterengadiner Fenster
Inn
Pra Putèr
Clüs
Val Laschadura
Ducan-Mulde
Engadiner Dolomiten

P.H.
P.B.
V.
P.F.
P.Cl.
P.C.
P.L.
P.Fs.
F.W.
F.S.
P.R.
P.A.
P.N.
P.S.P.
P.S.
S.H.
P.V.
K.
P.K.

Legende

- Sedimente (Perm bis Tertiär)
- Orthogneise, Injektionsgneise
  Mischgneise mit vorwiegendem Orthoanteil
  Mönchalpgranit
- Mischgneise mit vorwiegendem Paraanteil
- Paragneise
- Amphibolite
- alpine Überschiebungslinien

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 Km.

WASSERMANN & Co. GRAPH. ANSTALT

Curriculum vitae.

Ich, Eduard Wenk, von Basel, wurde am 4. November 1907 als Sohn von Eduard Wenk, Rektor der Knabensekundarschulen († 1924) und der Elisabeth, geborene Löhrer, in Basel geboren. Ich durchlief die Schulen meiner Vaterstadt und bestand im Frühjahr 1927 die Maturität an der damaligen Obern Realschule. Dann studierte ich in Basel zuerst allgemein Naturwissenschaften mit besonderer Berücksichtigung der Geologie. Später zogen mich besonders Mineralogie und Petrographie an, die ich als Hauptfach wählte. Unter Leitung von Herrn Prof. M. Reinhard begann ich im Sommer 1930 meine Dissertation über die Petrographie und Geologie der Nunagruppe (Unterengadin). Die Feldaufnahmen führte ich in den Sommer- und Herbstmonaten 1930/32 aus. Die Verarbeitung des Materials erfolgte im Mineralogischen Institut der Universität Basel. Im Winter 1931/32 untersuchte ich Plagioklase mittels der Universaldrehtischmethode; die Ergebnisse dieser Arbeiten wurden 1933 publiziert. Im Frühjahr 1932 erlernte ich im Mineralogischen Institut der Universität Innsbruck unter Leitung von Herrn Prof. B. Sander die Methoden der Gefügeanalyse.

Während meines Studiums besuchte ich Vorlesungen und Übungen bei folgenden Herren:

M. Reinhard, A. Buxtorf, H. Preiswerk, W. Hotz, J. Cadisch.
A. Hagenbach, F. Fichter, H. Rupe, H. Veillon, Th. Niethammer, R. Flatt, E. Buchner,
F. Zschokke, A. Portmann, G. Senn, F. Speiser.